

INTEGRAÇÃO DOS INDICADORES GEOAMBIENTAIS DE FLUTUAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO LITORAL CEARENSE. *

Prof. Dr. Antonio Jeovah de Andrade Meireles
Universidade Federal do Ceará
meireles@ufc.br

Maíra Gomes Cartaxo de Arruda
Mestrado em Geografia da Universidade Federal do Ceará
mairacassinera@hotmail.com

Msc. Adryane Gorayeb
Doutorado em Geociências da Universidade Estadual de São Carlos/SP
adryanegorayeb@yahoo.com.br

Prof. Msc. Paulo Roberto Lopes Thiers
Universidade Federal do Ceará
pthiers@ufc.br

RESUMO

A partir dos estudos dos aspectos morfogenéticos evidenciados em cada um dos geoelementos tratados como indicadores das mudanças do nível relativo do mar e do clima, foi possível definir uma primeira curva de mudanças do nível do mar para a costa cearense. Foram definidas três gerações de dunas, paleomangue, antigos níveis de corais, rochas de praia, paleofalésias e plataformas de abrasão marinha que evidenciaram estados de regressão marinha depois do máximo do último interglacial. Desta forma, foi possível sistematizar as informações sobre processos costeiros e geomorfologia litorânea de caráter regional e local; identificar e classificar as formas, os materiais e os agentes da dinâmica costeira; interpretar os dados gerados no terreno e no laboratório, para uma abordagem integrada do conjunto morfológico; estabelecer as características físicas, morfológicas, dinâmicas, sedimentológicas e a idade dos indicadores de mudanças do nível relativo do mar durante as últimas fases do Quaternário; elaborar um modelo evolutivo paleogeográfico e paleoclimático para o litoral cearense.

Palavras chave: Evolução costeira, Mudanças no nível do mar, Flutuações climáticas..

RESUMEN

A partir de los estudios de los aspectos morfogenéticos evidenciados en cada uno de los geoelementos definidos como indicadores de los cambios eustáticos y del clima, ha sido posible definir una primera curva del cambio relativo del nivel del mar para a costa cearense. Junto a estos indicadores están tres generaciones de dunas, paleomanglar, antiguos niveles de corales, rocas de playa, paleoacantilados y plataformas de abrasión marina que han evidenciado estados de regresión marina después del máximo del último interglacial. De esta forma, fue posible sistematizar las informaciones sobre procesos costeros y geomorfología litoral de carácter regional y local; identificar y clasificar las formas, los materiales y los agentes de la dinámica costera; interpretar los datos generados en el terreno y en el laboratorio, para un abordaje integrado del conjunto morfológico; establecer las características físicas, morfológicas, dinámicas, sedimentaria y edad de los indicadores del cambio relativo del nivel del mar, durante las últimas fases del Cuaternario y elaborar un modelo evolutivo paleogeográfico y paleoclimático para el litoral cearense.

Palabras-clave: Evolución costera, Cambios del nivel del mar, Fluctuaciones climáticas.

Introdução

É de fundamental importância estudar as oscilações do nível relativo do mar e as mudanças climáticas durante o Quaternário para compreender os processos morfogenéticos, definir as seqüências de depósitos geológicos e assim elaborar modelos evolutivos integrados para explicar a origem das planícies costeiras. O resultado da conjunção destes eventos está representado pelo elevado número de formas de relevo,

geradas em composição com os agentes geomorfológicos derivados da dinâmica costeira.

O nível do mar não é fixo ao longo do tempo geológico, apresentou variações globais de subida e descida. As mudanças climáticas favoreceram à elaboração de um elevado número de sistemas morfológicos, a partir de processos geoambientais irreversíveis, em contínua transformação e impulsionados pelas teleconexões entre o continente, a atmosfera e os oceanos. Os diversos eventos transgressivos e regressivos produziram profundas alterações na dinâmica terrestre, acarretando, no nosso caso, um complexo conjunto de morfologias e ecossistemas.

O avanço e o recuo da linha de costa vinculados às ações (arranque, erosão, transporte, denudação, sedimentação, aggradação, decomposição, desagregação, deformação, etc.) dos agentes morfológicos (fluvial, fluviomarinho, glaciação-deglaciação, ondas, marés, correntes marinhas, vento, gravidade, placas litosféricas, magma, etc.) e associados aos efeitos das mudanças climáticas, deixaram como resultados extensas planícies costeiras ao longo do litoral brasileiro.

No estado do Ceará as evidências geoambientais de mudanças do nível relativo do mar e alterações climáticas no Quaternário foram evidenciadas por terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, plataformas de abrasão marinha escalonadas, gerações de dunas e eolianitos, antigos corais sobre a berma e estirâncio, depósitos de mangue acima do nível máximo das marés e submersos na plataforma continental proximal, falésias mortas e complexos sistemas representados por deltas de marés e lagunas costeiras. Descritos inicialmente por Meireles *et al.* (1990), seguido por Morais & Meireles (1992), foi possível reconstruir níveis do mar mais elevados do que o atual, desde Icapuí, no extremo leste (divisa com o estado do Rio Grande do Norte), até a região de Granja, limite oeste com o estado do Piauí.

Os indicadores geoambientais foram sistematizados de modo a proporcionar uma curva de variação do nível do mar para a costa cearense para os últimos 2.000 anos A.P. (Antes do Presente). Foi estruturada a partir de datações radiométricas realizadas em laboratórios de Carbono 14 da Universidade Federal do Ceará (UFC) e da Universidade de Barcelona (UB-Espanha) e o posicionamento topográfico dos indicadores.

Flutuações do nível relativo do mar e mudanças climáticas

As variações do nível do mar durante o Quaternário, de caráter global, foram diretamente influenciadas pelos eventos neotectônicos (últimos 3 milhões de anos), climáticos (glaciação e deglaciação) e geoidais (flutuações na superfície equipotencial da terra pelas forças de atração e rotação). Os processos eustáticos (mudanças no volume de água nos oceanos) inicialmente foram tratados como globais e sincrônicos, com o nível do mar oscilando de forma paralela nos oceanos (devido aos fatores meteorológicos, hidrológicos e oceanográficos). Entretanto, observou-se com o auxílio de correlações de curvas de variações do nível do mar em diferentes regiões do planeta, que a topografia do oceano é altamente irregular, gerando oscilações relativas e opostas, levando em consideração o elipsóide rotacional da terra, a topografia geoidal e um complexo conjunto de forças dinâmicas (MORNER, 2001 – Figura 1).

O conceito de nível do mar é geralmente um conceito relativo. As variações eustáticas têm um caráter global, enquanto que os movimentos que se verificam no continente são claramente localizados no espaço. Dada a complexidade do tema, em que jogam elementos cuja escala crono-espacial é muito variável, parece que um enquadramento cronológico será útil e permitirá aos estudantes estruturarem devidamente a sua compreensão sobre este conceito.

A emergência da teoria da tectônica de placas permitiu reelaborar a hipótese do tectono-eustatismo. Com efeito, os continentes passam por fases alternadas de agregação e de rifting (exemplo: formação da Pangea no final do Paleozóico e sua fragmentação no início do Mesozóico).

A agregação de continentes diminui, naturalmente, a área de plataforma continental envolvente e acaba por ampliar, deste modo, por aumento da profundidade média, a capacidade das bacias oceânicas. Daqui decorre uma descida do nível do mar.

Pelo contrário, a existência de processos de *rifting* com intumescência térmica e elevação dos fundos oceânicos na área das dorsais, acaba por produzir transgressões generalizadas e uma diminuição

da capacidade das bacias oceânicas (HALLAM, 1992). Trata-se de processos muito lentos. A taxa de variação do nível do mar por causas tectono-eustáticas anda à volta de 1 cm por cada 1000 anos. Porém, as variações eustáticas devidas a esses fenômenos podem atingir valores entre 100 e 300m.

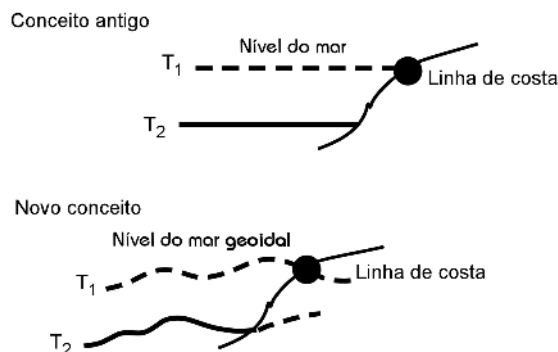


Figura 1 - Superfície do oceano e sua mudança de posição de um T1 a uma outra posição T2. A topografia do oceano é altamente irregular e que o nível do mar nunca pode ser deslocado para cima ou para baixo de forma paralela, mas somente através de mudanças irregulares (MÖRNER, 2000).

As variações glácio-eustáticas são muito mais rápidas (da ordem de 1cm por ano) e atingem valores da mesma ordem de grandeza. A fusão total dos glaciares da Antártica e da Groenlândia provocariam uma subida do nível do mar da ordem dos 65-80m (HALLAM, op cit.). Junta-se a esses valores os 120-140m de variação do nível do mar desde o máximo do Würm até à atualidade (DIAS *et. al.*, 1997) e obtém-se um valor entre 185 e 220m. Porém, não são os glaciares de montanha que podem provocar grandes variações eustáticas, mas as grandes acumulações de gelo do tipo *inlandsis*. Esses *inlandsis* demoram muito tempo a formar-se, o que faz com que apenas durante períodos limitados do Fanerozóico essa causalidade possa ser invocada.

Para chegar à curva geral da variação eustática durante o Fanerozóico é preciso contar com os efeitos, já referidos, do tectono-eustatismo. É possível, nomeadamente, ligar à fase de descida eustática do final do Paleozóico e do início do Mesozóico à construção da Pangea. Já a contínua subida do nível do mar durante o Mesozóico poderá ser explicada, pelo contrário, pela abertura e expansão dos oceanos.

As colisões continentais da tectônica alpina poderão explicar a tendência global para a descida do nível do mar que se verifica durante o Cenozóico.

Durante o Neogenico verificou-se uma tendência geral para um progressivo arrefecimento. Essa tendência acentua-se durante o Quaternário, com fortes variações climáticas (glaciações e períodos interglaciais que se traduzem em importantes variações do nível do mar).

Devido à retenção de gelo no interior dos continentes durante a última glaciação, o nível do mar teria descido entre 120-140m relativamente ao nível atual. Este fato se traduziu numa modificação importante da linha de costa, sobretudo em locais onde a plataforma litoral é extensa e possui pouco declive na parte próxima aos continentes e, especificamente, no recuo da linha de costa de 30-40km da plataforma cearense.

Constituem as características mais marcantes do período Quaternário, onde o limite inferior tem se colocado na passagem do Plioceno (Terciário) para o Pleistoceno, as épocas em que ocorreram as glaciações, as condições de suas formações e o aparecimento do ser humano.

Shackleton (1987) definiu 9 eventos glaciais e 10 interglaciais para os últimos 700.000 anos, através do estudo de isótopos de oxigênio em sedimentos do fundo marinho. Segundo Broecker & Denton (1991) durante o último milhão de anos algo modificou-se na equação climática da Terra, permitindo que a neve permanecesse em montanhas e latitudes setentrionais onde anteriormente não existiam.

A base do Pleistoceno é geralmente colocada na parte inferior (1,8 milhões de anos) ou superior (1,6 milhões de anos) do evento geomagnético *Olduvai*, de mudanças da polaridade terrestre. Nos Países Baixos é colocado no limite de duas épocas paleomagnéticas (*Gaus/Matuyama*) que está situada ao redor de 2,5 milhões de anos (ZAGWIJN, 1974).

O Pleistoceno é dividido em Inferior, Médio e Superior, abrangendo várias alternâncias glaciais e interglaciais, identificadas nas calotas alpina e fenoscandiana, na Europa e laurentiana e na América do Norte. Admite-se que estas alternâncias dentro do Quaternário tenham sido causadas por mudanças climáticas cíclicas, iniciadas bruscamente entre 2,4 ou 2,1 milhões de anos (LOWED & WALKER, 1984; ROBERTS, 1989).

O limite Holoceno/Pleistoceno é caracterizado por uma mudança climática drástica, que teria ocorrido em torno de 10.000 e 11.000 anos A.P. (LAMB, 1966; LAMB, et al., 1995). O desaparecimento de numerosas espécies animais características do Pleistoceno e o fato de o Holoceno pertencer a um intervalo geológico posterior à última glaciação, atestam este limite. Bigarella (1994) concluiu que a passagem do Pleistoceno para o Holoceno caracteriza-se por uma mudança acentuada nas condições climáticas, convergindo para um aumento de temperatura e umidade.

As constatações dos autores acima são aplicáveis para o estado do Ceará, quando se consideram os indicadores paleogeográficos e paleoclimáticos da última fase interglacial, existentes na planície costeira. Estes indicadores atestaram possíveis temperaturas mais elevadas e precipitações pluviométricas mais baixas que as atuais, durante a regressão subsequente ao último máximo transgressivo definido por Martin *et al.* (1982). Estas condições atmosféricas caracterizam médias meteorológicas de transição de uma fase de clima mais úmido para outra mais seca, proporcionando índices mais baixos de precipitações pluviométricas (chuvas características de clima semi-árido), ventos mais fortes e insolação mais elevada, com baixos valores de umidade. Essas características são comumente observadas em períodos de regressão marinha, as quais provocaram mudanças nos parâmetros meteorológicos originados por flutuações do nível dos oceanos, elevando a quantidade de gelo distribuído no planeta.

Numerosas teorias têm sido propostas para explicar os fatores responsáveis pelas flutuações do nível do mar. Estes fatores estão relacionados com as variações reais do nível marinho (eustasia), as quais estão associadas com modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia). Gary *et al.* (1972) definem eustasia como o regime de níveis do mar e suas flutuações causadas por mudanças absolutas na quantidade de água. Maclaren (1842; in JELGERSMA, 1971) fez a primeira referência sobre as oscilações do nível do mar durante o Pleistoceno, introduzindo a teoria de controle glacial nesse processos.

Conforme Fairbridge (1961, 1980), o nível eustático (*eustatic sea level*) está relacionado com 4 categorias de processos: i) Tectono-eustasia: mudança no volume das bacias oceânicas ocasionada por movimentos tectônicos; ii) Sedimento-eustasia: movimentos controlados por adição de sedimentos pelágicos e/ou terrígenos; iii) Glacio-eustasia: movimento controlado por condições climáticas, com adição ou subtação de água durante os respectivos ciclos interglaciais e glaciais e iv) mudanças das condições de temperatura e salinidade (*steric change*), alterando a massa (expansão ou contração), da água oceânica.

Esse autor demonstrou que as mudanças do nível do mar tiveram uma repercussão mundial, sendo a eustasia defendida originalmente como mudança global do nível do mar. Com a introdução da idéia de mudanças na superfície do geóide (geóide-eustasia) por Morner (1976), as quais produzem efeitos regionais ou até locais, não foi mais possível definir uma curva eustática geral de flutuação do nível do mar, e sim curvas locais ou regionais.

É evidente que, quando se efetuam reconstruções de antigos níveis marinhos, esses se referem a posições relativas e não absolutas (SUGUIO *et al.* 1985). A partir destas evidências foram definidos os testemunhos de um nível do mar mais elevado, considerando as medidas locais e tomando como base o nível atual do mar.

A Figura 2 evidencia os processos envolvidos na mudança do nível do mar, sendo definidos na costa brasileira e, principalmente, na nordestina, uma vez que no litoral cearense foram caracterizados depósitos geológicos, morfologias, eventos neotectônicos (ASSUNPÇÃO *et al.* 1989, SAAD & TORQUATO 1992) e altos estruturais (relacionados com a formação de bacias sedimentares tipo “rift”). Estes processos controlaram os níveis marinhos e continentais, sendo que a altura do mar em relação a um determinado ponto do litoral é considerada como a resultante momentânea das interações complexas entre as superfícies do oceano e do continente (SUGUIO *et al.*, 1985).

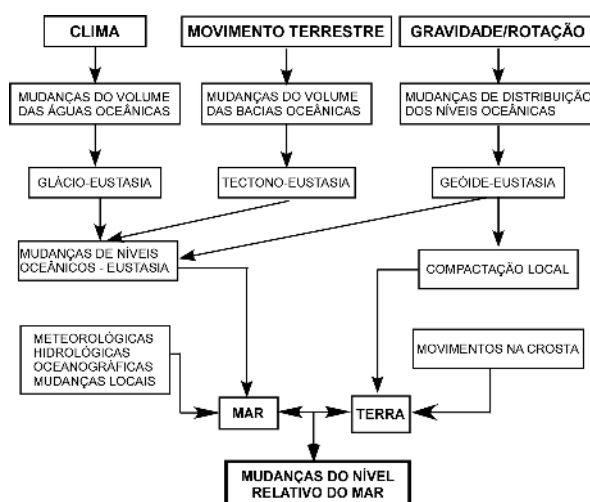


Figura 2 - Fatores que controlam os níveis marinhos e continentais responsáveis pelas mudanças do nível relativo do mar durante o Quaternário, segundo Morner (1980, 2000).

Pesquisas realizadas na costa leste e nordeste do Brasil, por Bigarella (1957, 1971 e 1975), Martin & Suguio (1978), Bittencourt *et al.* (1979, 1982, 1983), Martin *et al.* (1980, 1982a, 1982b, 1986), Dominguez *et al.* (1983, 1994) e Suguio *et al.* (1985) nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Bahia, Sergipe e Alagoas, ressaltaram a influência das variações relativas do nível do mar, bem como os mecanismos de sedimentação. Esses autores propuseram um modelo básico de evolução paleogeográfica costeira durante o Quaternário.

É importante salientar que durante a famosa viagem do *Beagle*, Charles Darwin, há mais de 150 anos, recolheu numerosas informações sobre praias fósseis. Identificou terraços inferiores a 9m (com conchas) e 6m (sem conchas) no litoral da Bahia (13° Lat. Sul) e no Rio de Janeiro (23° lat. Sul), evidenciando praias fósseis com conchas entre 4,5 a 6,0m.

Este modelo foi elaborado a partir de mapeamentos geológicos de detalhe e datações radiométricas (C^{14}), onde foram identificados testemunhos representativos de três períodos de níveis relativos do mar mais altos que o atual. Evidências do nível marinho alto mais antigo foram identificadas somente no litoral da Bahia e de Sergipe, conhecida sob a designação de Transgressão Mais Antiga (Bittencourt *et al.* 1979), tendo ocorrido antes de 123.000 anos A.P. Trata-se de um evento mal definido, pois não existem afloramentos que possam ser atribuídos com certeza a esta transgressão (Suguio *et al.*, 1985). Subseqüente ao máximo alcançado por esta transgressão, ocorreu uma regressão, onde o nível do mar, segundo Tricart & Kilian (1979), se situava entre 80 e 90m abaixo do nível médio atual.

O segundo nível marinho alto ocorreu por volta de 120.000 anos A.P., denominado por Bittencourt *et al.* (op cit.) de Penúltima Transgressão e por Martin & Suguio (1978), no litoral paulista, de Transgressão Cananéia, tendo atingido o seu máximo de 8 ± 2 m acima do atual. Emery & Uchupi (1984) estudando as evidências de variações do nível do mar na costa norte-americana, afirmaram que o último e maior período interglacial ocorreu por volta deste mesmo período.

No litoral cearense, terraços marinhos pleistocênicos referentes a este segundo nível mais alto do mar, foram encontrados somente na porção leste do estado, no município de Icapuí (MEIRELES, 1991; MEIRELES & MAIA, 1998). Em outras localidades pode ser encontrados, como por exemplo, nas planícies costeiras de Itarema e de Camocim, bastando a realização de sondagens, as quais preferencialmente devem ser locadas nas proximidades do contato entre os sedimentos tipicamente continentais com os retrabalhados pelas oscilações do nível do mar. Os depósitos de areias marinhas pleistocênicas evidenciam contatos erosivos e gradacionais com sedimentos transicionais e da Formação Barreiras.

Os terraços pleistocênicos evidenciados na planície costeira de Icapuí, refletem dois pontos básicos no que diz respeito a evolução geomorfológica da região: i) caracterizam influências dos processos transgressivos na construção da planície desde o último grande período interglacial, por volta de 123.000 anos A.P. e ii) mostram que os processos tectônicos, com movimentos verticais mais proeminentes (isostasia, tectono-eustasia, sedimento-eustasia), não foram preponderantes na evolução da planície, pois os terraços encontram-se no mesmo nível de base que foram originados. Processos tectônicos de soerguimento certamente teriam arrasado (erosionado) com essa morfologia. A não ocorrência mais generalizada ao longo do litoral está, possivelmente, relacionada à erosão provocada durante a última transgressão, a qual, durante o processo regressivo subsequente, originou os terraços marinhos holocênicos.

Após este segundo nível marinho alto, Urien (1980) estabeleceu que, durante a última grande glaciação, o nível do mar ficou em posição relativa de 170 a 180m abaixo do nível atual e que o aumento relativo do nível das águas do mar iniciou-se há aproximadamente 16.000 anos A.P. Aubrey et al. (1988) evidenciaram para a costa dos EUA um nível do mar entre 60 e 120m abaixo do atual, em um período entre 17.000 e 10.000 anos A.P., com uma elevação em torno de 3,5 a 12,0mm por ano para esse período. Os estudos realizados por Crowley & North (1991) sobre paleoclimatologia, definiram que o último máximo glacial ocorreu entre 22.000 e 14.000 anos A.P. Esse evento foi chamado de *Wisconsin* na América do Norte, *Würm* nos Alpes e *Weichselian* no oeste da Europa.

Nesta época desenvolveu-se uma extensa planície costeira sobre a plataforma atual, região onde se instalaram os sistemas fluviais com meandros, estuários, terraços marinhos, manguezais, lagoas, lagoas, gerações de dunas e pântanos. O rio Jaguaribe, a oeste da planície de Icapuí, formou seu próprio *canyon* até a borda da plataforma e início do talude, definindo uma planície costeira pleistocênica com amplos terraços marinhos.

Komar (1976) apresenta uma curva de mudanças do nível relativo do mar para os últimos 40.000 anos A.P., originada a partir de diversas curvas em diferentes partes do mundo, mostrando que, entre 20.000 e 15.000 anos A.P. o nível do mar estava a 130m abaixo do atual (nível mais alto que os apresentados por Urien (op cit.) e que até os 7.000 anos A.P. ocorreu uma subida rápida, em torno de 8mm por ano. Este mesmo autor utiliza os estudos de Van Andel & Laborrel (1964 *apud* KOMAR, 1976) realizados no Brasil, os quais definiram registros de níveis marinhos acima do atual a partir dos últimos 7.000 anos A.P. Kidson (1986) também apresenta uma série de curvas realizadas na América do Norte e na Europa (Figura 3), evidenciando as mudanças no nível do mar nos últimos 10.000 anos. Esse autor mostra que as diferenças entre as curvas estão relacionadas com mudanças isostáticas, algumas por movimentos tectônicos e outras por efeito de compactação gravitacional. É importante ressaltar que existem mais de 800 curvas de variações relativas do nível do mar (PIRAZZOLI, 1991). Para o litoral cearense, os dados radiométricos e seus respectivos posicionamentos em relação ao nível de maré alta atual foram utilizados para a construção da primeira curva, referente às oscilações do nível do mar no litoral leste.

Os estudos realizados por Urien (1980) no quaternário do Atlântico Uruguaio constataram que a ascensão do nível do mar no Quaternário Superior produziu-se em 4 episódios fundamentais: i) anterior a 14.000 anos A.P., ii) entre 11.000 e 6.000 anos A.P., iii) entre 6.000 e 4.000 anos A.P. e iv) desde 4.000 anos A.P. até o presente. Shackleton (1987) realizou pesquisas baseadas em análises de sedimentos marinhos, utilizando isótopos de oxigênio, e concluiu que por volta de 14.000 anos A.P. o nível do mar estava 130m abaixo do atual.

Segundo Martin *et al.* (1986), após 7.000 anos A.P. o nível relativo do mar alcançou um máximo de 5m acima do nível médio atual (terceiro nível marinho alto), para a costa leste e parte da nordeste do Brasil. Estes pesquisadores construíram uma curva para esta última elevação do nível do mar (Figura 3), na qual foram representadas oscilações em curtos espaços de tempo. Este episódio foi chamado por Martin & Suguio (1978) de Transgressão Santos (litoral paulista) e por Bittencourt et al. (1979) de Última Transgressão (litoral baiano). Este evento é associado por alguns autores à Transgressão Flandriana. As variações relativas do nível do mar de pequena amplitude e curta duração, a partir de 5.100 anos A.P., foram muito importantes no desenvolvimento das porções mais recentes das planícies costeiras brasileiras (MARTIN *et al.* 1993).

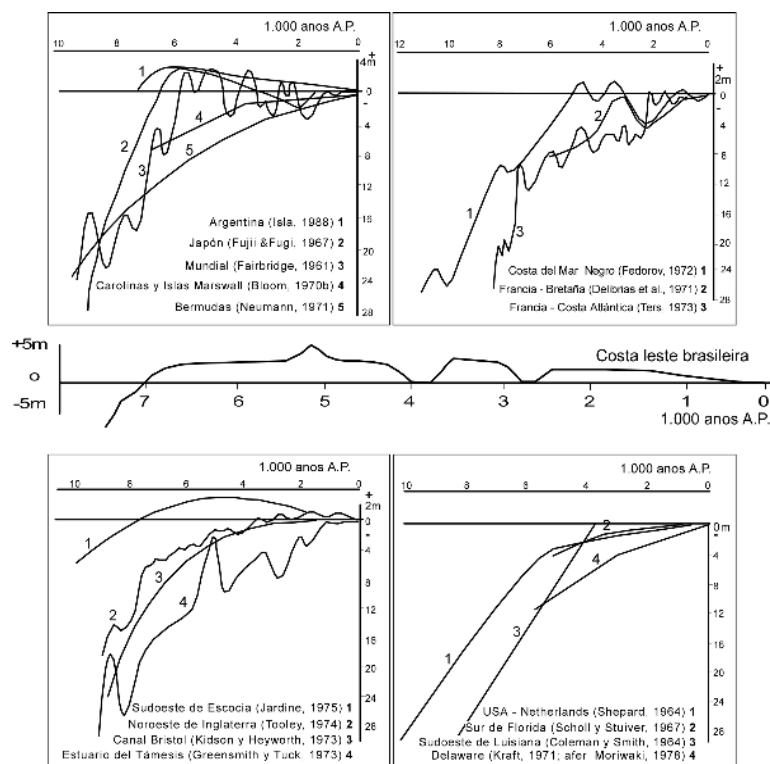


Figura 3 - Curvas do nível do mar elaboradas para diversas regiões. Demonstra as variações relativas provocadas por efeitos regionais. Modificado de Pirazolli (1986) e Martin *et al.* (1986).

Estudos realizados por Angulo & Suguio (1995), Angulo & Lessa (1997) e Lessa & Angulo (1998), evidenciaram níveis do mar mais baixos do que os registrados por Martin (*op cit.*) para a planície costeira do Paraná. Propuseram uma curva a partir de datações de vermitídeos (organismos marinhos característicos da zona de praia), que não evidenciou as oscilações secundárias. Martin *et al.* (1998) afirmaram que este tipo de curva, construída somente com um tipo de indicador, não permite registrar oscilações de curta duração, as quais constituem característica fundamental de fenômenos naturais. Para esses autores, o último evento regressivo, foi interrompido por oscilações de alta frequência, com amplitudes de 2 a 3 m e duração de aproximadamente 300 anos. Os indicadores existentes na planície costeira cearense parecem confirmar eventos oscilatórios do nível do mar, principalmente durante a última fase regressiva, que iniciou há 5.100 anos A.P.

As glaciações e os níveis do mar - uma abordagem global

Os eventos que contribuíram para as variações do nível relativo do mar refletem um complexo conjunto de processos geoambientais. Estão relacionados com diversas causas, basicamente associadas com movimentos tectônicos, sedimentação do piso oceânico, isostasia (glacio, hidro e sedimentar), topografia do fundo oceânico, movimentos geoidais, glaciações, mudanças climáticas, falhas geológicas, compactação sedimentar e subsidência, marés, *tsumanis* e ondas (GOUDIE, 1977; LOWED & WALKER, 1984; ROBERTS, 1989; AUBREY *et al.*, 1988).

Fenômenos ambientais que provocam mudanças nas condições atmosféricas globais originaram uma complexidade de reações geossistêmicas, as quais interferiram nos processos morfogenéticos com mudanças bruscas dos agentes intempéricos e de transporte de sedimentos, em diferentes dimensões e escalas variadas em áreas distintas do planeta. Possibilitaram a formação de fluxos de energia e materiais que

transitaram por grandes áreas do território, envolvendo intensidade e volume diferenciados, essencialmente de acordo com a dinâmica climática - a passagem de condições climáticas úmidas para semi-áridas e áridas (período de transição), processando a remobilização de espessas camadas de material intemperizado durante as condições meteorológicas de climas temperados. A diminuição da cobertura vegetal e as chuvas torrenciais e concentradas em curto espaço de tempo, foram fatores que definiram uma fase de transição climática, para condições de clima mais quentes e áridos. A Figura 4 mostra uma seqüência de gráficos que representam as variações na temperatura desde o início do cenozóico, evidenciadas em diversas escalas de tempo. Estas mudanças na temperatura da terra caracterizaram fenômenos glaciais e interglaciais, afetando diretamente o nível das águas dos oceanos.

O trânsito de materiais com diferentes constituições granulométricas, aliado ao tempo geológico, também contribui para a contínua transformação da paisagem. Um grão de areia que se desloca ao longo da rede de drenagem, origina novas formas de relevo por todo seu trajeto, desde quando se desprende da rocha (ação intempérica), durante o transporte pelos rios (ação fluvial) até o destino final, o mar e as planícies costeiras (ação dos ventos, ondas e marés). Ocorrem movimentos generalizados de massa (ações gravitacional e pluvial) nas encostas e vertentes dos vales, aportando materiais para a morfogênese das áreas topograficamente mais baixas e provocando o recuo das escarpas, que tendem a serem aplainadas durante os sucessivos ciclos de mudanças climáticas. As coberturas de gelo que envolveram grandes áreas continentais (por volta de 18.000 anos A.P., grande parte dos continentes americano e europeu estavam submersos por camadas de gelo que alcançavam até 4km de espessura), quando submetidas a mudanças climáticas, provocam mudanças eustáticas (glácio-eustasia) e nas latitudes mais baixas os rios elevam seu potencial erosivo (incisão vertical) e de transporte de sedimentos. Meier (1984) em seus estudos sobre a contribuição dos pequenos glaciais para mudanças globais do nível do mar, constatou a influência atual através de uma elevação do mar em aproximadamente 28mm, correspondendo ao período entre 1900 e 1961 (uma subida anual de $0,46 \pm 0,26$ mm).

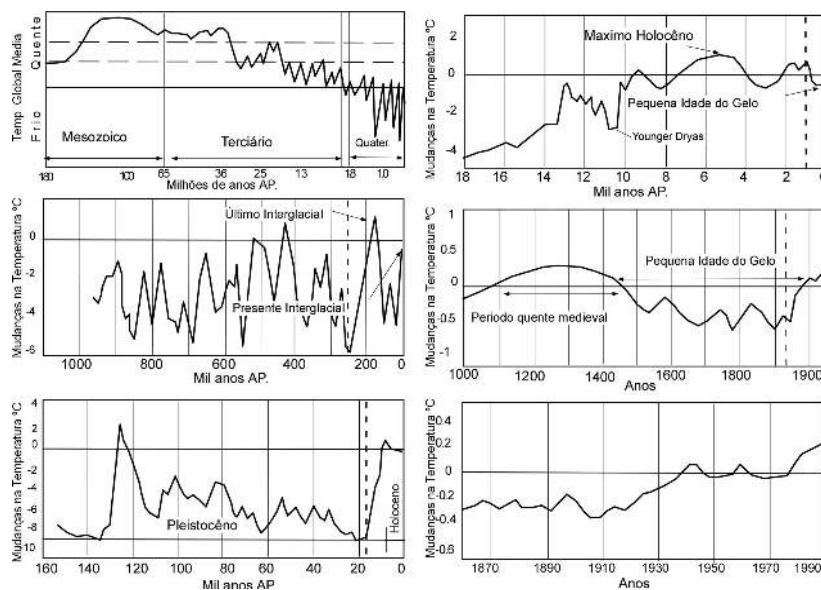


Figura 4 - Mudanças na temperatura e evidências de períodos glaciais e interglaciais desde o início do Cenozóico até o recente (DUFF, 1995).

As mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário são também estudadas através de registros palinológicos (CROWLEY & NORTH, 1991; YAKZAN & HASSAN, 1997 e BURJACHS *et al.*, 1994), os quais proporcionam informações sobre as características climáticas a partir das associações vegetais definidas pelos polinómorfs (relação entre polens de vegetação arbustiva e arbórea, taxonomia, etc.). Maley (1997) apresenta um estudo sobre estimativas entre a relação precipitação/evaporação (P/E) (positiva ou negativa) para a África e América do Sul, entre 3.700 e 2.000 anos A.P. (Figura 5), fundamentado em

palinomorfos. Para esse autor, entre 3.700 e 3.000 anos A.P. o clima era mais quente e que entre 2.800 e 2.000 anos A.P. ocorreu um esfriamento. Condições climáticas específicas definem associações vegetais que caracterizam as condições ambientais de um determinado período. Mudanças nos parâmetros climáticos refletem diretamente na associação vegetal, originando importantes registros de oscilações climáticas. Para Ehlers (1996), os estudos da cobertura vegetal para a elaboração de modelos paleogeográficos originam importantes elementos para a constituição de paleoclimas, com a definição espacial e temporal das condições climáticas que prevaleceram em uma determinada região.

Ao longo dos últimos anos foram definidas importantes evidências das mudanças climáticas durante o último máximo glacial na América do Sul e principalmente na zona tropical. O esfriamento de aproximadamente 4-5°C do oceano na zona tropical e entre 5-6°C na Amazônia (STUTE et al., 1995; COLINVAUX et al., 1996; BEHLING & LICHT, 1997; LATRUBESSE & RANCY, 1998) esteve relacionado com a diminuição na evaporação e, como consequência nas precipitações. A mudança de umidade nos trópicos também esteve relacionada com o conteúdo de CH₄ na atmosfera. A maior evaporação sobre o oceano Atlântico tropical influenciou uma menor quantidade de vapor de água na Amazônia e uma diminuição das precipitações na América do Sul tropical (HEINE, 2000). Estes valores foram correlacionados com outros obtidos em antigos corais nas Ilhas Barbados e no sudoeste do Pacífico (GUILDERTSON et al., 1994; BEACK et al., 1997), em sondagens de gelo no Peru (THOMPSON et al. 1995) e nas medidas de gases nobres na região leste do Brasil (STUTE et al., 1995, ARZ, et al., 1999; CLAPPERTON, 1993). Foram definidos climas mais áridos do que o atual para a região tropical brasileira.

A Figura 6 representa uma evolução da cobertura vegetal nas condições ambientais do último máximo glacial e nas atuais, com dados de temperatura média para esse período glacial. Demonstraram que as condições do clima foram fundamentais para a composição e para os movimentos de expansão e retração espaciais na cobertura vegetal. Destaca-se a presença de uma grande área com características áridas no nordeste do Brasil, que alcançava setores onde atualmente cresce a selva tropical Amazônica.

Segundo Le Roy Ladurie (1991), no final da última glaciação (fase tardiglacial, por volta de 9.000 anos A.P.) a diferença de temperatura, comparada com o clima atual, era mais baixa, em média, 5°C. Nos dois episódios mais frios, por volta de 55.000 e 19.000/20.000 anos A.P., as diferenças de temperatura poderiam ter sido maiores e terem alcançando -10°C quando comparadas às nossas médias contemporâneas. Tolley (1994), estudando mudanças do nível do mar durante a última fase glacial (*Würm*), apresenta resultados de análises isotópicas de O¹⁸ em amostras de gelo, em que evidenciou uma relação direta entre a temperatura, o CO₂ (ppmv) e a variação do nível do mar.

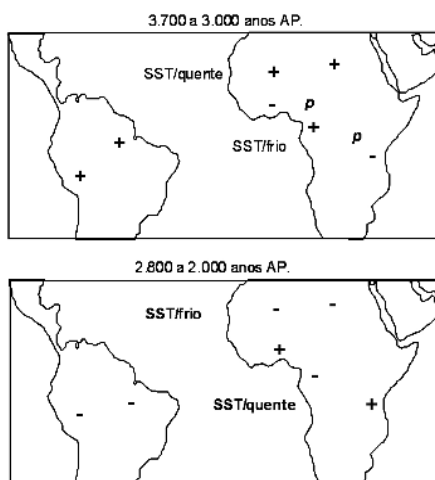


Figura 5 – Mapa esquemático mostrando a estimativa para a relação precipitação/evaporação (P/E) (negativa ou positiva) para a América do Sul e África, entre os períodos de 3.700 anos A.P. (*p* indica setores onde foram obtidos os melhores registros de grãos de pólen *Podocarpus*) e 2.800 a 2.000 anos A.P. A temperatura da superfície do mar (*Sea Surface Temperature-SST*) influencia nas características climáticas e na dinâmica atmosférica (MALEY, 1997).

Por volta de 18.000 anos atrás, o gelo cobria uma terça parte da superfície da Terra. Em algumas zonas da América do Norte alcançava vários quilômetros, até Óregon e Nova York. Antártica e parte da

Groelândia estavam também cobertas de neve. A temperatura média da superfície para todo o globo e para todas as estações era de, aproximadamente, 5°C mais fria que a média atual (COVEY, 1984). Esses dados foram obtidos através de correlações geomorfológicas, ciclos de inclinação do eixo da Terra e a geometria de sua órbita ao redor do sol (*Teoria de Milankovitch*), determinação da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e datações radiométricas. Broecker (2001) faz referência ao estudo isotópico de conchas de foraminíferos ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) em testemunhos coletados no fundo oceânico, utilizando-os como uma ferramenta que possibilita a delimitação dos episódios glaciais e interglaciais. Uma elevação de ^{18}O evidencia climas mais frios, enquanto que uma diminuição representa aportação de ^{16}O , proveniente do degelo das camadas de gelo no continente. Afirmar-se ainda que seja uma relação global, pois a variação entre amostras coletadas em diferentes pontos é notavelmente pequena.

Os processos geológicos, geofísicos, geomorfológicos e climáticos originaram e foram influenciados diretamente pelos diferentes níveis do mar durante o Quaternário. Quando se encontram evidências de terrenos formados por processos geológicos que ocorreram em um nível do mar mais elevado, evidenciando submersão e posterior regressão marinha, certamente pode-se identificar eventos sedimentológicos, morfogenéticos, paleontológicos, geoquímicos e atmosféricos relacionados com indicadores mais favoráveis ao intemperismo químico, à cobertura vegetal associada com um regime pluviométrico regular e à disponibilidade de água nos rios e no lençol freático.

As evidências de modificações climáticas podem ser definidas através da composição de modelos paleogeográfico e paleoclimático, bastando para isso delimitar as unidades morfológicas, evidenciar paleopavimentos exumados e submeter conchas, restos vegetais e sedimentos existentes nos depósitos geológicos a datações radiométricas, isotópicas e palinológicas. A disponibilidade de areia para a formação de extensos campos de dunas, por exemplo, os depósitos eólicos existentes na planície costeira dos estados do Rio Grande do Norte, Ceará, Piauí e Maranhão, certamente está relacionada com períodos regressivos (disponibilidade de areia na plataforma interna recém descoberta) e climas áridos e semi-áridos (ventos, insolação, pluviosidade reduzida e baixa umidade, condições ideais para a remobilização dos sedimentos arenosos).

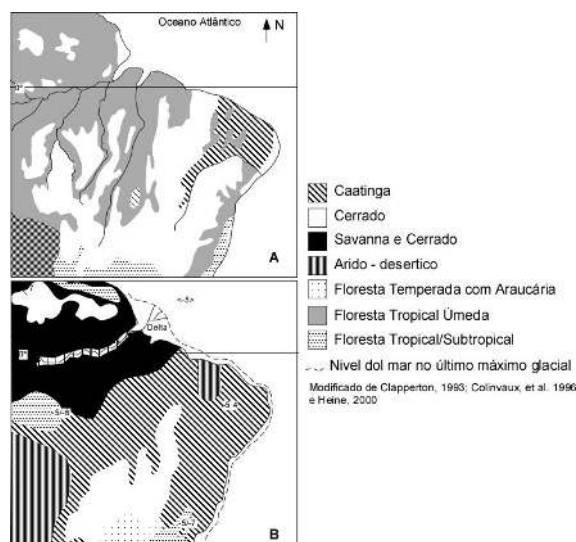


Figura 6 – Cobertura vegetal nas condições ambientais atuais e no último máximo glacial (por volta de 18.000 anos A.P.)

Durante um evento glacial, formam-se planícies mais largas, com zonas de estirâncio mais extensas e as condições climáticas apresentam tendências mais secas, áridas a semi-áridas, com baixa umidade relativa e ventos mais competentes.

Essas seqüências de eventos atmosféricos são favoráveis ao transporte eólico e, portanto, à formação

de dunas. Basta ocorrer uma elevação nos valores de umidade, podendo estar associados a um evento transgressivo, para se inverter as condições climáticas e induzir a fixação das dunas, pela edafização ou pela formação de eolianitos. Durante a transição de climas mais úmidos para mais secos, ocorre um aumento no volume de materiais nos vales e canais dos rios, pois as chuvas torrenciais, concentradas em curto espaço de tempo, remobilizam o manto intemperizado (originado em condições de maior umidade). Como os estados do Rio Grande do Norte, Ceará e Piauí, têm grande parte de seus rios com nascentes em bacias sedimentares marginais e interiores (planaltos sedimentares), a contribuição de sedimentos arenosos provenientes das descargas fluviais foi preponderante para a grande disponibilidade de areia nas praias e na plataforma continental interna.

Segundo Goudie (1977), as causas potenciais de mudanças climáticas estão relacionadas com: evolução do sol; ondas gravitacionais no universo; poeira galáctica; massa e composição do ar; mudanças polares, CO₂ no ar; elementos orbitais da Terra; relação ar-mar-gelo; circulação oceânica abissal; variação da intensidade solar; cinzas vulcânicas na estratosfera, auto-variações oceano-atmosfera e dinâmica atmosférica. Apresenta esses fatores em ordem cronológica descendente, iniciando desde a formação do planeta (evolução do sol), até variações anuais (atmosféricas).

Para explicar a dinâmica dos sedimentos na zona de praia, ponto de interação entre os processos glaciais e interglaciais, originados pelos diversos fatores apresentados neste estudo, Bruun (1962) definiu uma seqüência de processos morfogenéticos relacionados com eventos transgressivos do nível relativo do mar (Figura 7). O movimento das areias, em um perfil de praia submetido à transgressão, é continuamente erodido na mesma proporção da subida do nível do mar. As areias são transportadas da praia para a antepraia, formando bancos e esporões de areia, podendo evoluir para ambientes lagunares. Dominguez *et al.* (1982) demonstraram que as areias transitam da antepraia para a zona de praia durante um evento regressivo e, desta forma, origina terraços marinhos. Os terraços marinhos existentes ao longo do litoral cearense podem ser associados a estes eventos, principalmente os encontrados nas planícies de Icapuí, Paracuru e Camocim. Morfologias características de eventos transgressivos foram evidenciadas por esporões de areia que evoluíram para ilhas barreiras no litoral dos municípios de Aquiraz e Acaraú (com paleolinhas de praia originadas no último evento transgressivo).

As evidências dos processos geológicos que envolveram flutuações do nível do mar estão representadas no contato entre sedimentos tipicamente continentais e marinhos. Os dados que registram mudanças do nível do mar evidenciaram ciclicidades, principalmente os relacionados com análises isotópicas e com registros ao longo de todos os continentes. Para o último período glacial, Hederson (1998) apresenta um modelo para definir a abrangência das coberturas de gelo no planeta, demonstrando que, por volta de 18.000 anos A.P., o nível do mar estava em média 100m abaixo do atual (Figura 8).

Aspectos geomorfológicos relacionados com esses eventos podem ser observados na planície costeira cearense. Estão representados por falésias mortas e plataformas de abrasão (*shore platforms*), planícies flúvio-marinhas onde não mais participam das oscilações de marés, terraços marinhos, paleomangues, arenitos de praia (*beachrocks*), restos de antigos corais e gerações de dunas. É importante salientar que as falésias mortas são constituídas por depósitos sedimentares pertencentes à Formação Barreiras e foram constatadas em várias regiões, destacando-se as ocorrências de Icapuí, Aracati, Pecém, Paracuru, Paraipaba, Itarema e Camocim.

Segundo Gribbin (1994), nesse momento estamos vivendo com os benefícios acumulados do já antigo período interglacial. Afirmar ainda que as épocas mais quentes estejam para trás, e nos aproximamos com rapidez a uma configuração orbital para uma rigorosa glaciação. Poderá ter lugar no próximo século; certamente ocorrerá dentro dos próximos 4.000 anos. Depois, o mundo ficará imerso em uma glaciação durante outros 100.000 anos, antes do seguinte período interglacial.

Os processos de mudanças do nível do mar e flutuações climáticas globais foram definidos através dos registros desses eventos distribuídos na planície costeira e no fundo marinho. As evidências geológicas, geomorfológicas e topográficas, arqueológicas, aliadas às análises palinológicas, radiométricas e isotópicas, forneceram uma grande quantidade de informações que constatarem ciclicidades glaciais e interglaciais. A

nível local, esses eventos são distintos, muitas vezes difíceis de serem correlacionados com eventos eustáticos em outras regiões do planeta. Terraços marinhos holocênicos podem ser suspensos a vários metros de altura em um único evento tectônico, em apenas poucos instantes, como ocorrem nas planícies costeiras de regiões tectonicamente ativas. Terraços marinhos na planície costeira do Chile, zona de convergência entre a placa de *Nasca* e a *Sulamericana*, foram suspensos em até 9m de altura em apenas um único evento (RADKER, 1989).

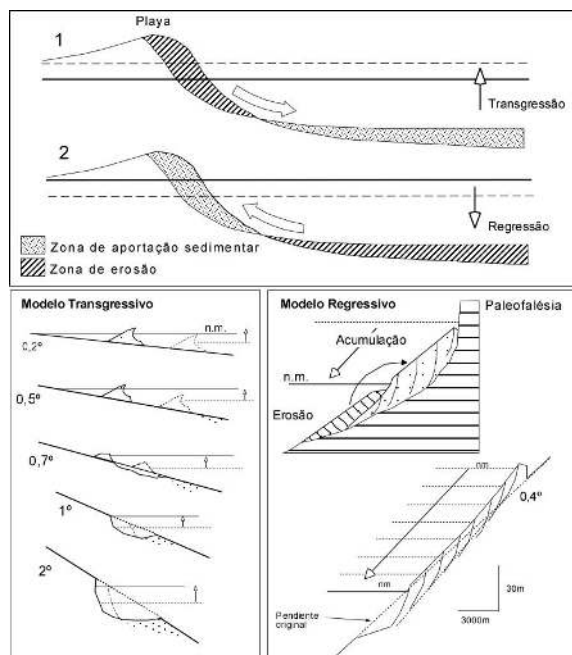


Figura 7 - Dinâmica do ambiente praiado submetido às variações do nível do mar (BRUUN, 1962). Durante uma fase transgressiva, as unidades morfológicas são erodidas, com os sedimentos movimentados para a zona de plataforma, formando inicialmente bancos de areia longitudinais e evoluindo para ilhas-barreira. A fase regressiva transporta as areias no sentido mar-continente, com a progradação da faixa litorânea e a origem dos terraços marinhos.

Investigações sistemáticas sobre os indicadores climáticos globais, demonstraram que a elevação da temperatura do planeta, por ações humanas, está causando mudanças no volume dos oceanos. Estudos realizados por diversos pesquisadores, entre eles Lamb (1966), Goodess *et al.* (1992), Maul (1993), Hendry (1993), Warrick *et al.* (1996) e Santer *et al.* (1996), demonstraram que existe uma relação direta entre interferências de processos insustentáveis de produção industrial e de consumo e mudanças climáticas, as quais contribuíram para alterações que provocaram elevação do nível do mar.

Estes estudos comprovaram índices mais elevados de temperatura e do volume de CO₂ na atmosfera, inclusive com mais efetividade nos últimos 100 anos. Maul (*op cit.*) realizou uma previsão de um incremento do nível do mar, para o Golfo do México de 20cm e uma subida da temperatura em média 1,5°C para o ano de 2025. Esses impactos já estão sendo estudados como causa da erosão em zonas do litoral da Europa e América do Norte. Seus efeitos foram relacionados com alterações nas condições ambientais associadas com atividades sócio-econômicas (MORAIS & MEIRELES, 1992, MEIRELES *et al.*, 2000 e CHARLIER & MEYER, 1997).

Na planície costeira cearense as mudanças climáticas e flutuações do nível do mar foram estudadas de modo a definirem um modelo específico, levando em consideração as flutuações globais, mas evidenciando as peculiaridades locais.

Evidências na planície costeira do Ceará

Na planície costeira do Ceará foram encontrados vários testemunhos dos dois últimos níveis mais altos do mar. Suas características geológicas, geomorfológicas, sedimentológicas, topográficas e paleontológicas foram estudadas no sentido de fornecerem, num contexto regional, um modelo básico de evolução paleogeográfica e paleoclimática. A Figura 9 apresenta os principais indicadores de um nível do mar diferente do atual. Desta forma, foram representados terraços marinhos, eolianitos, antigos corais, conchas, paleomangue, plataforma de abrasão, lagunas, gerações de dunas, rochas de praia (*beachrocks*) e falésias mortas.

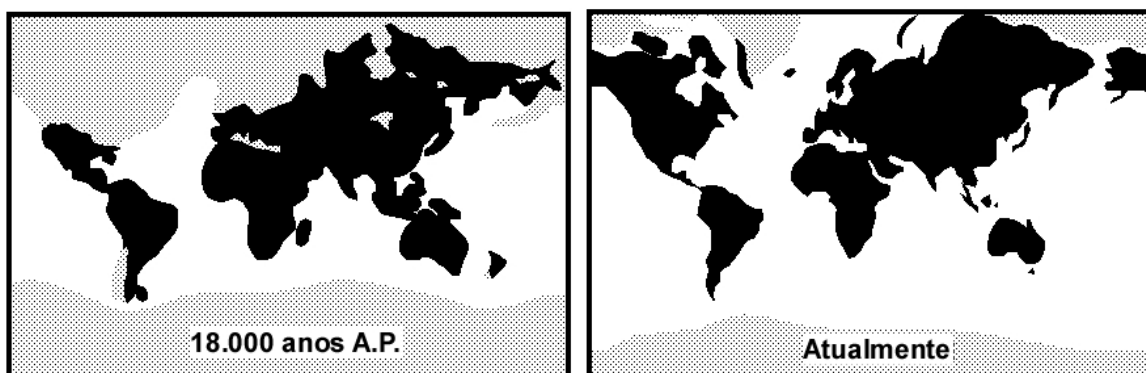


Figura 8 – Evidencia a abrangência da última glaciação há aproximadamente 18.000 anos A.P., quando o nível do mar estava por volta de 100m abaixo do nível atual (HEDERSON, 1998).

A planície de Icapuí, localizada no extremo leste, evidencia um dos melhores conjuntos morfológicos que constatarem as flutuações relativas do nível do mar desde o Pleistoceno. Apresenta uma sequência de formas elaboradas através da presença marcante das ondas e marés, originada durante a regressão subsequente ao máximo de 123.000 anos A.P., onde o nível do mar estava a aproximadamente 8m acima do atual, formando os terraços marinhos pleistocênicos. Esta dinâmica foi inicialmente responsável pela construção das falésias mortas, as quais se distanciam da linha de preamar em até 4,0 km, delimitando um contato abrupto entre sedimentos marinhos e continentais. Evidenciam localmente um desnível altimétrico por volta de 40m entre a crista das falésias mortas e o início dos terraços marinhos. A partir das falésias, em direção à faixa de praia atual, partem uma numerosa quantidade de evidências que possibilitaram a reconstrução de oscilações, em que novamente o mar, após ter alcançado níveis de até 120m abaixo do atual, por volta de 18.000 anos A.P., passa pelo nível atual há aproximadamente 7.000 anos A.P. (SUGUIO *et al.* 1985), atingindo uma altura de 5m há 5.100 anos A.P., regredindo, a seguir, e contribuindo diretamente para conformação morfológica da planície costeira de Icapuí e originando os terraços marinhos holocênicos.

As conchas de bivalves marinhos presentes nos terraços foram datadas (Figura 10), o que proporcionou a elaboração de uma curva de variação do nível do mar durante os últimos 1.720 ± 51 anos A.P., para a costa cearense (Figura 11).

As conchas de bivalves foram coletadas em diversos pontos da planície costeira de Icapuí, através de sondagens realizadas em sedimentos arenosos dos depósitos marinhos holocênicos (Figura 12). Essas conchas representam um dos principais indicadores paleoambientais, pois podem ser submetidas a análises isotópicas.

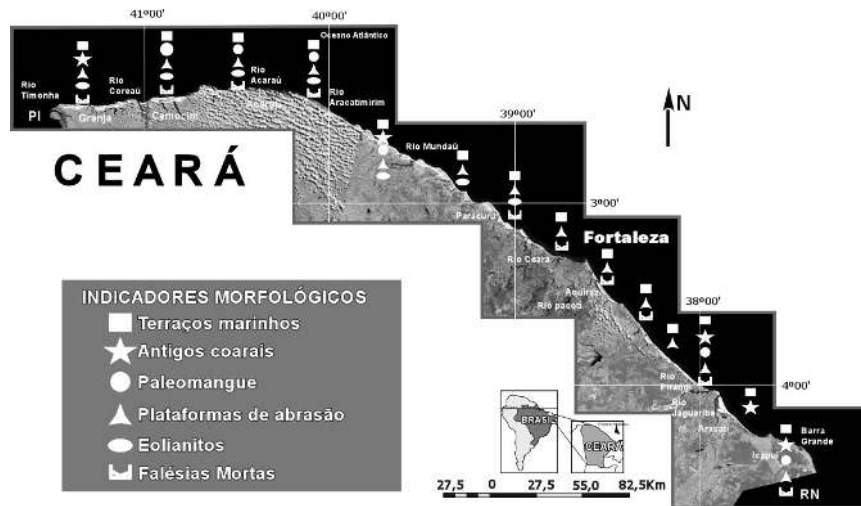


Figura 9 – Os principais indicadores de variações dos níveis do mar durante os dois últimos eventos de flutuações do nível relativo do mar (penúltima e última transgressões marinhas).

A presença de conchas em sedimentos de mangues, aflorando atualmente na zona de estirâncio (planícies de Beberibe e Aquiraz) e antigos arrecifes de corais sobre plataforma de abrasão (planície de Acaraú) mostram que ocorreram variações mais significativas do nível do mar na costa cearense. A presença de seixos de corais em camadas de terraços holocênicos demonstrou que antes de serem armazenados, foram erodidos pela ação das ondas e transportados por deriva litorânea. É importante mencionar que para serem erodidos, foram submetidos a outras condições ambientais, diferentes das que as originaram.

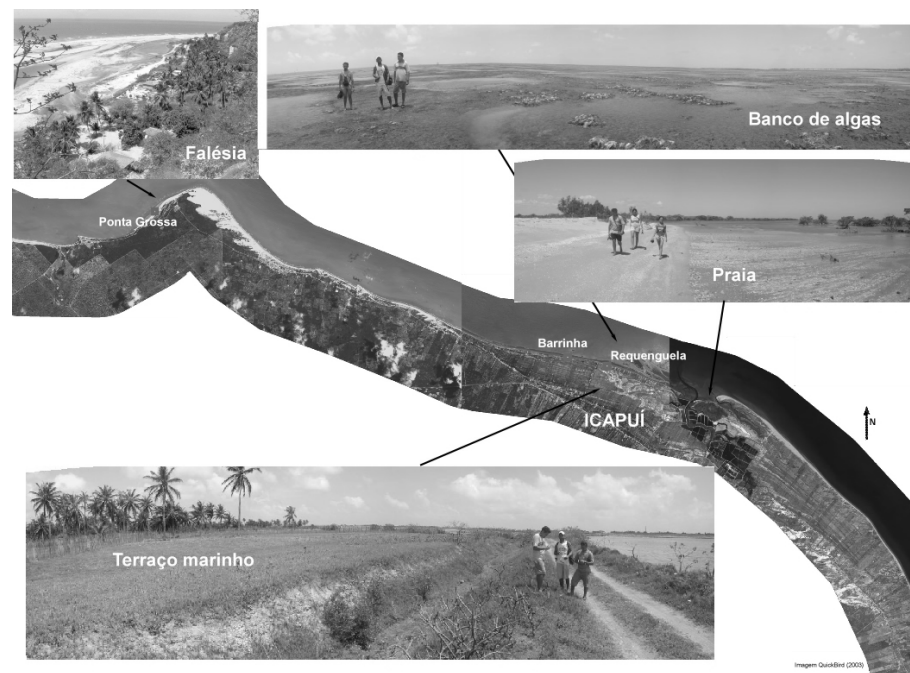


Figura 10 – Aspectos morfológicos relacionados a indicadores de flutuações do nível do mar ao longo da planície costeira de Icapuí (terraços marinhos, delta de mar e paleofalésia).

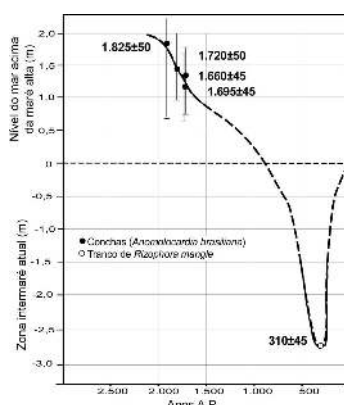


Figura 11 - Curva de variação do nível do mar. A relação entre as idades e altura dos indicadores mostra uma curva com pequenas oscilações, mas define um comportamento geral descendente.

Entre as praias de Parajuru (Cascavel/CE) e Batoque (Aquiraz/CE) foram evidenciados afloramentos de depósitos de paleomangue dispostos na zona de estirâncio. Estão deslocados das condições ecológicas e dinâmicas que deram origem aos sedimentos e à fauna e flora associadas. Atualmente participam do prisma praial e não mais se encontram protegidos em reentrâncias e canais estuarinos. Estas evidências mostram a necessidade de estudos detalhados para a reconstituição de antigos níveis, certamente mais baixos do atual, o que evidenciaria flutuações marinhas, dentro de um período regressivo. A presença de eolianitos na costa oeste pode ser correlacionada aos eventos que deram origem aos depósitos de paleomangue, bastando para isso análises radiométricas das conchas e cimento carbonático.

No município de Fortaleza, entre as desembocaduras dos estuários dos rios Pacotí e Cocó, foram definidas seqüências morfológicas que delimitaram variações relativas do nível do mar: terraço marinho holocênico, alinhamento de cristas praias, rochas de praia (beachrocks), plataforma de abrasão, gerações de dunas, lagunas, lagoas e paleomangue. Duas sondagens realizadas nas imediações do estuário do rio Pacotí, na praia do Porto das Dunas, posicionadas nas proximidades dos afloramentos da Formação Barreiras e sobre o terraço marinho, caracterizaram a espessura desse depósito na região em torno de 6m.

Outras evidências de variações do nível do mar foram encontradas no município de São Gonçalo do Amarante, mais especificamente na praia do Pecém, onde o núcleo urbano foi instalado sobre sedimentos tipicamente marinhos, definindo uma seqüência de terraços marinhos holocênicos, com alinhamento de cristas praias. Sedimentos de antigos depósitos de mangue foram encontrados recobertos por areias marinhas no interior do riacho das Guaribas, a oeste da Vila do Pecém. Estas feições estão posicionadas entre falésias mortas e um prisma praial em processo acelerado de erosão.

Na planície costeira de Paracuru, os terraços marinhos estão atualmente sendo submetidos a processos erosivos. A presença de falésias mortas demonstra a progradação desta morfologia durante o período regressivo, em que o nível do mar atinge a situação atual. Mais a oeste encontra-se a foz do estuário do rio Curu, onde em suas margens foram encontrados terraços marinhos sobre antigos depósitos de mangue. Estes afloramentos evidenciam flutuações do nível do mar durante o Holoceno. Representam um dos principais pontos de referência para se constatar a dinâmica dos processos geológicos, que influenciaram diretamente na morfogênese das desembocaduras dos estuários da costa oeste cearense.

A ocorrência de eolianitos, entre as praias de Cumbuco (município de Caucaia) e Préa (município de Jijoca de Jericoacoara), em uma extensão de aproximadamente 300km, também evidenciou oscilações climáticas e variações do nível relativo do mar. Podem estar associados a eventos trans-regressivos e condições climáticas bastante complexas para a cimentação dos grãos de quartzo.

As melhores composições geossistêmicas para a formação destas estruturas dunares estão relacionadas diretamente à grande disponibilidade de areia, à velocidade dos ventos com competência para remobilizá-

las, à baixa umidade atmosférica e à elevada insolação, originando as condições ideais em clima árido a semi-árido e durante a regressão marinha. Estes climas predominaram durante a formação do depósito eólico, o qual apresenta uma mineralogia especial, rica em biodetritos. Para desencadear as reações físico-químicas que proporcionaram a cimentação das areias devem ter ocorrido mudanças climáticas e outro nível do mar diferente do atual. Segundo Dawson (1992), a última glaciação (regressão marinha) foi caracterizada por uma pronunciada fase de aridez. Sarnthein (1978) observou que durante esse período muitas áreas continentais entre 30°N e 30°S foram submetidas a vastos processos de desertificação, ao norte e ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

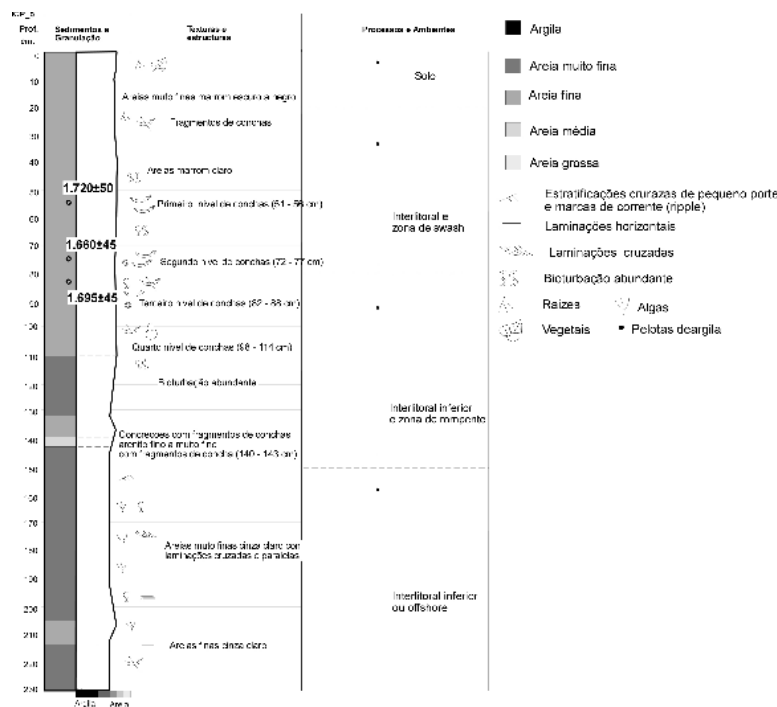


Figura 12 – Sondagem em terraço marinho holocênico realizada na planície costeira de Icapuí. Evidenciar níveis de conchas com datações radiométricas.

Após as condições climáticas que impulsionaram a remobilização das areias pelo vento (clima árido), mudanças atmosféricas e do nível relativo do mar ocorreram de modo a possibilitarem o estacionamento das dunas, possível através de ventos mais amenos, da umidade elevada, dos baixos valores de insolação e da elevada nebulosidade. Estas características são de condições climáticas mais úmidas, podendo também ser correlacionadas a um período transgressivo. Vale ressaltar que a presença do lençol freático mais elevado, o fluxo subterrâneo e a infiltração das águas pluviais para gerar soluções ricas em CaCO_3 induzem mudanças no pH e desencadeiam reações físico-químicas para a cimentação das areias.

A dinâmica morfogenética inicia com a remobilização das areias, em condições em que existiam amplas zonas de berma e estirâncio - as praias nesta faixa do litoral são muito planas e mesmo pequenas oscilações regressivas originariam extensos cordões arenosos - alcançando níveis faciológicos de biodetritos e algas calcáreas, dispostos na plataforma recém descoberta pelo processo regressivo (Figura 13). A ação dos ventos com a disponibilidade de areia formou as dunas, com uma composição mineralógica diferenciada das demais existentes no litoral cearense.

As condições atmosféricas mais úmidas originaram um intervalo de tempo necessário para proceder à dissolução dos materiais carbonáticos e nos períodos de aridez procedeu-se a precipitação e, com isso, a cimentação dos grãos de quartzo, produzindo uma diagênese fraca a média. As estruturas sedimentares definidas por estratificações cruzadas de grande porte, com duas direções predominantes de fluxo

caracterizaram ambiente geológico originado pela remobilização eólica. Atualmente, estes depósitos estão passando por processos de deflação, expondo os estratos e as camadas cimentadas, bem como evidências de restos vegetais e de estruturas originadas por organismos (tubos de vermitídeos). Estão posicionados ao longo da linha de costa, com uma largura média de aproximadamente 2km. Encontram-se, normalmente, associados a lagoas interdunares e em contato com a faixa de praia e com o campo de dunas móveis à retaguarda (originadas a partir da erosão dos eolianitos).

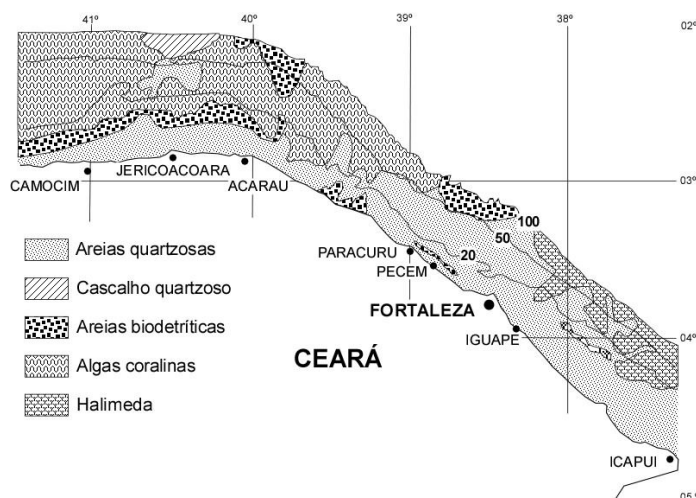


Figura 13- Faciologia da plataforma continental da Região Nordeste do Brasil, evidenciando a presença de biodetritos e algas calcárias. Estes sedimentos foram remobilizados da plataforma interna pela ação dos ventos, durante uma fase regressiva do mar e, desta forma, originaram depósitos eólicos ricos em fragmentos carbonáticos. Evidencia-se a indicação da ocorrência de eolianitos. Modificado de Martins & Coutinho (1981).

Como os corpos cimentados estão orientados na direção atual dos ventos (em grande parte do ano de leste para oeste) com faixas interdunares por onde transitam as areias, formando as dunas móveis que migram para o interior do continente, conclui-se que os ventos mantiveram a mesma direção, desde a formação dos depósitos que originaram os eolianitos.

Estes depósitos foram descritos inicialmente por Meireles & Gurgel Jr. (1994) seguido por Maia *et al.* (1998) e informalmente denominados de *dunas reliquias*, evidenciando a importância de preservação destas estruturas, pois necessitam de estudos mais detalhados para a definição dos processos paleoambientais que provocaram a cimentação dos constituintes mineralógicos. Trata-se de depósitos eólicos peculiares ao litoral oeste cearense, formando paisagens de rara beleza.

Estudos realizados por Lancaster (1996) em dunas desérticas evidenciaram que as acumulações eólicas são episódicas, com longos e múltiplos períodos de pouca ou nula migração intercalados por períodos de retrabalhamento dos sedimentos. Observou ainda que as dunas têm um significado importante para evidenciar as mudanças climáticas e do nível do mar que tanto caracterizam o Quaternário. Os eolianitos que ocorrem na costa cearense foram originados por processos dinâmicos impulsionados por episódios que iniciaram com uma regressão, episódios estacionários e de transgressão. O conteúdo sedimentológico, com valores mais elevados de materiais carbonáticos, evidenciou um importante indicador de oscilação do nível do mar e de mudanças climáticas, para a formação dessas estruturas dispostas ao longo da costa oeste.

Os pontos relacionados abaixo sintetizam os processos geológicos e geomorfológicos que deram origem aos eolianitos:

- i) Período regressivo para disponibilidade de areia rica em carbonato (fácies de biodetritos da plataforma interna), e posterior remobilização das areias pelo vento;

- ii) Formação de extensos campos de dunas longitudinais a partir da remobilização dos sedimentos, migrando sobre a plataforma recém descoberta;
- iii) Baixos índices de transporte e de deslocamento dos corpos dunares (migração das dunas) associadas a um período mais úmido, podendo estar relacionado a um intervalo transgressivo ou estacionário do nível do mar. A presença de concreções carbonáticas na forma de raízes vegetais evidencia condições de maior umidade e uma fase de imobilidade;
- iv) Cimentação das areias pela dissolução e precipitação do carbonato de cálcio, regida por processos físico-químicos que também podem ter sido originados por mudanças climáticas, impulsionadas por um decréscimo das condições de umidade, para a precipitação do carbonato de cálcio.
- v) Fase atual, em que a erosão eólica está originando vales interdunares, direcionados de acordo com o fluxo preferencial dos ventos e intercalados com eolianitos ainda preservados, em faixas onde a cimentação suporta o ataque dos ventos.

Foram constatados afloramentos de arenitos de praia (*beachrocks*) ao longo da planície existente entre as desembocaduras dos estuários dos rios Coreau e Aracatiaçu, cobertos por uma camada de corais (antigos arrecifes) que ocorrem nas zonas de estirâncio e berma. Os afloramentos mais característicos estão posicionados entre as praias de Baleia e Apiques. Em algumas áreas esses arrecifes de corais estão dispostos sobre a plataforma de abrasão. Evidenciaram um estágio transgressivo do mar (após a formação dos arenitos e da construção da plataforma de abrasão) e posterior descida, podendo ter alcançado níveis inferiores ao atual (uma vez que foram encontrados antigos depósitos de mangue atualmente submerso em mar aberto).

Os corais estão associados a ambientes calmos, comumente encontrados na plataforma interna e em profundidades ao alcance da luz. A plataforma de abrasão caracteriza um ambiente de grande energia e forte mobilidade de sedimentos, devido ao ataque das ondas e correntes marinhas. Desta forma, essa plataforma foi submersa pelo mar, se afastando da ação das ondas, período em que surgiram os corais e posteriormente exposta (regressão subsequente), aflorando o material carbonático originado pelo crescimento dessas estruturas orgânicas. Segundo Selley (1976), a forma de um arrecife e a distribuição de fácies estão controladas por reações mutantes de variações do nível do mar, processos tectônicos, grupo de seres vivos e oceanografia. Estudos mais detalhados sobre o ecossistema dos arrecifes de corais (com a definição da profundidade específica de ocorrência dos organismos), datações radiométricas e análises isotópicas, podem definir a espessura da lâmina d'água durante sua formação, idade e paleotemperatura, caracterizando a altura do nível da transgressão e as condições climáticas reinantes. Segundo Hopley (1986a), antigos arrecifes de corais contêm uma grande quantidade de plantas e animais, muitos apresentando relações específicas com mudanças do nível do mar. É importante salientar que Adey (1986) estudou linhas de antigos corais, concluindo que são importantes indicadores de variações do nível do mar.

No município de Jijoca de Jericoacoara, na praia de Jericoacoara, vários fatores evidenciaram níveis do mar mais elevados do que o atual: a presença marcante de alinhamentos de cristas de antigas praias, sobre terraços marinhos holocênicos; alinhamentos consecutivos de dois cordões arenosos, paralelos, evidenciando direção e sentido do trânsito de dunas barcanas; rochas de praia (*beachrocks*) sobre o embasamento cristalino e níveis de conchas em camadas de sedimentos lacustres e lagunares. O promontório formado por rochas quartzíticas e gnáissicas participou diretamente das oscilações do mar, atuando como ilha e posteriormente como tómbulo, em condições de níveis mais elevados do que o atual e proporcionando uma dinâmica peculiar na construção da planície, diversificando a direção e o sentido dos ventos, das ondas e migração dos sedimentos ao longo da linha de praia. Terraços marinhos com presença de conchas foram também encontrados na planície costeira de Camocim (Figura 14), mais a oeste de Jericoacoara, onde foram coletadas e estão sendo datadas.

A presença de plataforma de abrasão (*shore platform*), com registros de até 3 níveis escalonados (originando degraus) em rochas quartzíticas existentes na planície costeira de Jericoacoara, também

evidenciou oscilações do nível relativo do mar. A origem dessas estruturas está relacionada com um ou mais períodos de submergência gradual. Para explicar a origem de plataformas de abrasão e o escalonamento de níveis erosivos (*high tide platforms*) construídos em rochas resistentes ao ataque das ondas, King (1963) e Davis (1972) relacionam com flutuações do nível relativo do mar, as quais podem ter sido iniciadas no Pleistoceno. Pirazolli (1986), Trenhaile (1987) e Sunamura (1994) estudaram esses paleopavimentos escalonados de falésias, os quais são denominados de *notches*. Esses autores definiram micro e meso estruturas relacionadas com flutuações e períodos estacionários do nível do mar.

As rochas de praia, termo aplicado para sedimentos que ocorrem na zona intermaré e cimentados por carbonato de cálcio, também se mostraram como indicadores de flutuações relativas do nível do mar (HOPLEY, 1986b). Ocorrem ao longo de todo o litoral cearense e estão posicionadas, preferencialmente, na desembocadura dos estuários. Diferenças altimétricas, padrões distintos de ocorrência em relação ao ambiente de formação e grau de cimentação, associados às datações radiométricas, mostram-se como excelentes fatores para a definição espaço-temporal de flutuações do nível do mar.

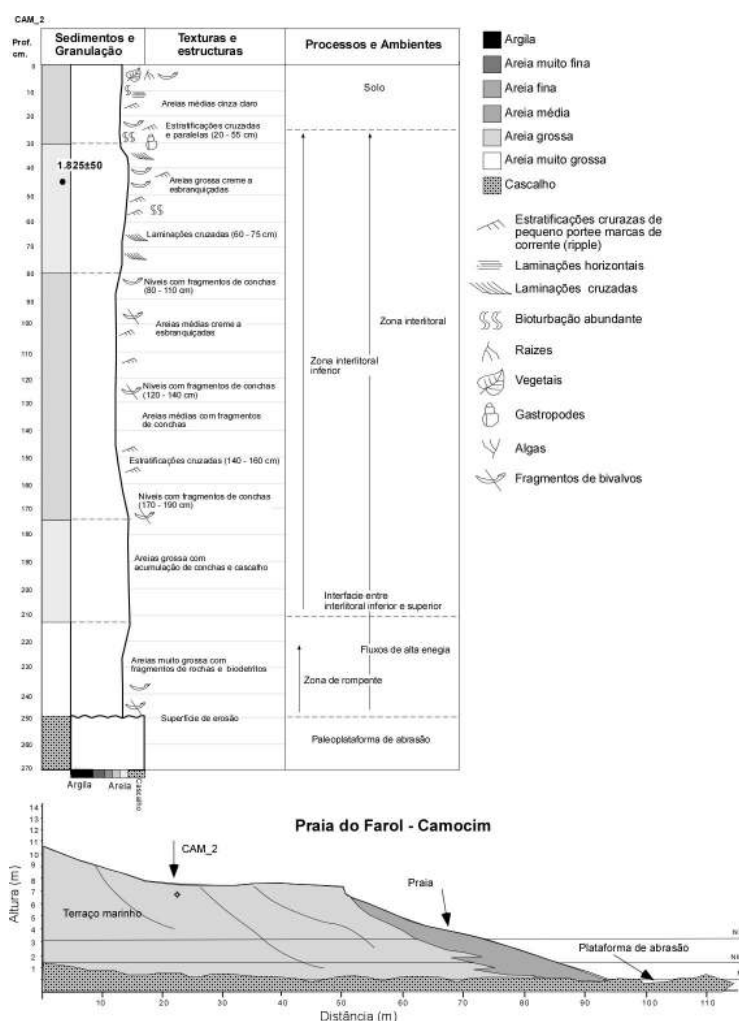


Figura 14 – Perfis estratigráfico e longitudinal sobre terraço marinho holocênico na planície costeira de Camocim, extremo oeste do Ceará.

A ocorrência de lagoas e lagunas distribuídas na planície costeira, também pode fornecer importantes informações à cerca das oscilações do nível relativo do mar e, principalmente, sobre mudanças climáticas durante o Holoceno. Palmer & Abbot (1986) constataram que podem ser utilizadas como indicadores

desses eventos as diatomitas de diversos ambientes litorâneos, principalmente as depositadas em fundos lacustres e lagunares. Estudos das diatomáceas existentes nas planícies de Icapuí (laguna de Cajuais), Aracati, Beberide (lagoa do Uruaú), Fortaleza (lagoa da Precabura e lagamar do Cauípe), Paracuru (lagoa Grande), Itapipoca e Chaval irão acrescentar informações preciosas na definição de mudanças climáticas e oscilações do nível relativo do mar. Em Jericoacoara ocorrem em camadas sobrepostas e intercaladas por camadas de sedimentos eólicos, evidenciando a importância da migração dos campos de dunas associada à sazonalidade climática.

O principal conjunto morfológico relacionados com as mudanças do nível relativo do mar e climáticas que ocorreram no litoral cearense foi definido para o litoral de Icapuí. A Figura 15 evidencia um modelo simplificado da evolução dos terraços marinhos holocênicos (datados de 1.720 ± 50 anos A.P.) a partir de um sistema lagunar no sopé de uma falésia morta, flechas de areia e um delta de maré. As sondagens realizadas nessa planície evidenciaram fácies representada por antigas praias relacionadas com os eventos eustáticos definidos para o litoral cearense.

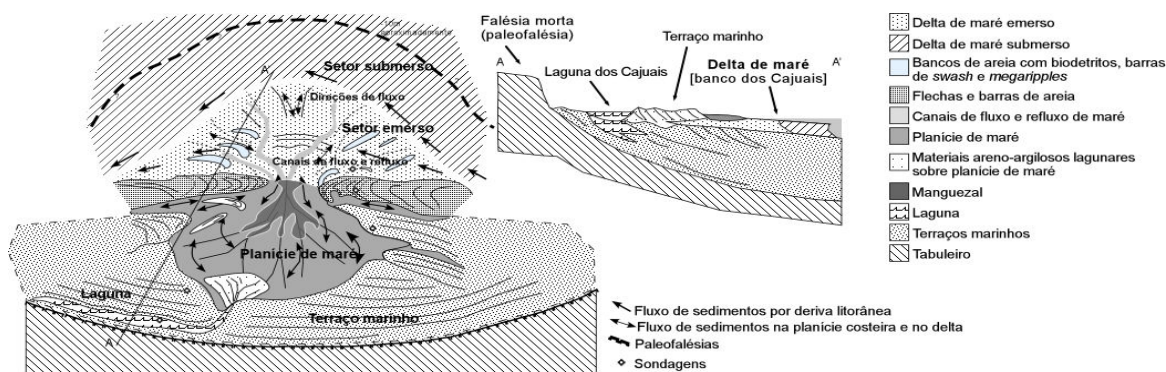


Figura 15 – Evolução do delta de maré existente na planície costeira de Icapuí, associado aos eventos trans-regressivos (MEIRELES, 2001). Modelo elaborado a partir de mapeamento geológico-geomorfológico, datações radiométricas, análises sedimentológicas e sondagens.

Conclusão

As evidências morfológicas de variações relativas do nível do mar podem ser correlacionadas entre si, mesmo se tratando de formas completamente distintas, mas foram envolvidas por eventos trans-regressivos correlatos ao longo do litoral. Os depósitos de paleomangue existentes na linha de praia atual, localizados no litoral leste e associados a um nível do mar mais baixo do que o atual, podem ser correlacionados ao mesmo evento que originou uma extensa faixa de berma e largas zona de estirâncio, favorecendo a remobilização das areias ricas em biodetritos e a formação de dunas móveis, as quais, posteriormente, foram transformadas em eolianitos (costa oeste). Os terraços marinhos estão relacionados com processos regressivos a partir de um nível do mar mais elevado que o atual. As plataformas de abrasão foram formadas durante os eventos transgressivos, os quais também proporcionaram a formação de bancos de corais sobre o substrato rochoso e que atualmente estão dispostos na berma e no estirâncio.

A presença de gretas de contração nos sedimentos de paleomangue aflorando atualmente no prisma praial, evidencia um clima seco e que a exposição contínua deste material à desidratação, foi possível somente quando o depósito argiloso não mais participava das oscilações diárias de marés e não contava com a proteção da cobertura vegetal. Estas condições representam uma dinâmica regressiva do nível do mar, o que provocou a supressão dos depósitos de mangue das oscilações de marés e, conseqüente, a morte da vegetação associada.

Mabesoone (1988) apresenta uma proposta que demonstra os processos de controle da sedimentação global, evidenciando que a maior parte desses processos que envolvem a crosta terrestre são cíclicos e que a vida é um processo unidirecional. Afirmar ainda que os primeiros indícios de ciclicidade sejam de fato fornecidos pelas glaciações. Três destas glaciações chamam atenção pelos seus incontestáveis vestígios

(de recente para mais antigo): uma no Neogeno, a qual inclui os tempos atuais; outra no Permo-Carbonífero e uma terceira na última parte do Ordoviciano. Conclui seus estudos sobre a integração de dados sedimentológicos, evidenciando uma forte ciclicidade nos fenômenos geológicos em geral, os quais afetam a Terra. Evidencia que essa ciclicidade fica também comprovada em escala menor, como é a região nordeste do Brasil. Cada ciclo se faz representar por uma certa associação de sedimentos, de fenômenos tectônicos e climáticos, tudo isto em consonância com o que pode ser observado no resto do mundo.

O grande número de curvas de variações do nível do mar, elaboradas para definirem os eventos glaciais e interglaciais durante o Quaternário, evidenciou eventos globais de oscilações do nível do mar, diferenciados localmente por fatores tectônicos, isostáticos e climáticos. A sistematização dos indicadores geomorfológicos de mudanças climáticas e oscilações do nível do mar, iniciada no Ceará por Meireles (1991) em estudos sobre os terraços marinhos da planície costeira de Icapuí, fundamentou modelos paleogeográficos e paleoclimáticos, em que as bases geoambientais foram relacionadas com eventos transgressivos e regressivos.

A fonte dos sedimentos para a construção dos terraços marinhos está relacionada com a disponibilidade de sedimentos durante os processos transgressivos. A erosão de diversas unidades morfológicas, durante esses eventos, gerou a disponibilidade de detritos ao longo do sistema litorâneo: Formação Barreiras (erosão e formação das falésias mortas e vivas), terraços marinhos pleistocênicos (praticamente erodidos ao longo de todo litoral cearense, durante o último evento interglacial), dunas pleistocênicas, sistema fluvial e plataforma continental interna representaram as principais fontes de sedimentos para a progradação da planície costeira. A elevada disponibilidade de detritos transportados ao longo da planície costeira, aliados aos processos de descida do nível do mar e às mudanças climáticas, redistribuíram sedimentos arenosos ao longo da planície, os quais foram acumulados em gerações de dunas, nos estuários, nos terraços marinhos, nas praias e na plataforma continental interna.

Oscilações marinhas foram evidenciadas na região cearense desde o Cretáceo, deixando como registros sedimentos marinhos presentes nas seqüências estratigráficas da Bacia Potiguar. Segundo Tibana e Terra (1981, *in* SOUZA, 1988) a Formação Jandaíra observada em falésias vivas na planície costeira de Icapuí, apresenta fácies de planície de maré e a Formação Tibau aflorando na divisa entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte, define um ambiente deposicional característico de “Fan-Delta”.

Para a elaboração de um modelo de evolução da planície costeira cearense, a partir das evidências de oscilações do nível relativo do mar e mudanças climáticas, faz-se necessário a integração dos indicadores geoambientais, levando em consideração a interdependência entre as unidades morfológicas originadas a partir da ação das energias modeladoras da paisagem litorânea.

Para a integração dos dados apresentados neste estudo, é importante evidenciar as recomendações apresentadas a seguir:

- i) A planície litorânea cearense é formada por uma faixa de terra que compreendem morfologias, processos geológicos e ecossistemas originados pela interação das ondas, marés e ventos, com os ambientes marinhos e continentais, podendo estar associada com oscilações do nível relativo do mar durante o Quaternário.
- ii) A planície costeira do Ceará apresenta uma série de testemunhos de níveis do mar diferentes do atual. A realização de estudos detalhados, ampliando as datação de conchas e restos de vegetais, posicionamento topográfico dos testemunhos e construção de uma curva mais precisa das oscilações do nível relativo do mar, irão possibilitar um aprimoramento do modelo evolutivo, atualmente fundamentado no estudo dos indicadores geomorfológicos, geológicos e aspectos paleogeográficos e paleoclimáticos.
- iii) Foi encontrado na planície costeira de Icapuí o principal conjunto de evidências morfológicas que indicaram oscilações do nível relativo do mar. Em uma área com aproximadamente 180km² foram definidos terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos, camadas de conchas e de seixos de corais, rochas de praia no interior dos canais estuarinos, antigas cristas de praia, paleomangue, laguna, delta de maré e falésias mortas.

iv) A presença de depósitos de paleomangue e arrecifes de corais localizados atualmente no prisma praias evidenciaram oscilações do nível relativo do mar. Os depósitos de mangue predominam na costa leste (evidência de nível do mar mais baixo do que o atual) e a ocorrência de antigos arrecifes de corais na costa oeste (indício de nível do mar mais elevado do que o atual), representando excelentes indicadores da dinâmica trans-regressiva do mar durante os últimos 3.000 anos A.P.(?).

v) Os eolianitos representam depósitos geológicos peculiares da costa oeste cearense. Não foram encontradas citações na literatura que os posicionassem ao longo do litoral brasileiro. Evidenciaram condições paleoclimáticas e flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário. A presença de fragmentos de conchas e concreções carbonáticas, associações com uma plataforma continental rica em biodetritos e mudanças climáticas, favoreceram a cimentação dos grãos de quartzo.

vi) As conchas existentes na planície costeira de Icapuí, localizada no extremo leste do estado, representam atualmente as principais idades dos terraços marinhos. Variaram entre 1.825 ± 51 e 340 ± 63 anos AP. Estes valores evidenciaram a necessidade de novas datações, principalmente dos materiais existentes em antigos depósitos de mangue, resto de corais e cimento carbonático dos eolianitos, para dar continuidade à curva iniciada neste estudo.

vii) As evidências dos eventos glaciais e interglaciais que ocorreram nos últimos 123.000 anos AP., muito bem estudadas na Europa e na América do Norte, deverão ser correlacionadas com as evidências existentes na costa cearense, pois os indicadores de flutuações do nível relativo do mar relacionaram-se com mudanças climáticas e com efeitos eustáticos que interferiram na dinâmica geoambiental do planeta. A planície costeira em estudo foi submetida aos efeitos dos fenômenos regionais, que envolveram uma complexa relação com processos trans-regressivos e mudanças climáticas globais. A heterogeneidade dos registros relacionados com mudanças climáticas e disponibilidade de materiais, bem como possíveis processos tectônicos regionais ou até mesmo locais, juntamente com os respectivos efeitos geoambientais derivados, fundamentaram o modelo apresentado neste estudo.

viii) As evidências de variações do nível relativo do mar na costa cearense demonstraram que os fundamentos para a compreensão da dinâmica costeira estão relacionados com a reconstituição dos antigos níveis do mar. Os estudos deverão ser implementados para a composição de um modelo de evolução paleogeográfico, com a reconstituição dos antigos ambientes litorâneos, dispersos em uma planície costeira com 573 km de extensão.

Portanto, para a realização de estudos geomorfológicos foi de fundamental importância considerar as oscilações do nível relativo do mar, dos processos tectônicos e das variações climáticas durante o Quaternário, levando em conta a integração das energias que modelaram a planície costeira e a transferência de materiais resultantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADEY, W. H. Coralline algae as indicators of sea level. In: **Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data**. Ed. by Orson van de Palassche; 7, 1986, p. 228-280.
- ANGULO, R.J. & LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananeia regions. **Marine Geology**, 140, 1997, p. 141-166.
- ANGULO, R.J. & SUGUIO, K. Re-evaluation of the Holocene sea-level maximum for the state of Paraná, Brasil. *Palaeogeography, Palaeoclimatic, Papaleoecology*, 113, 1995, p. 385-393.
- ANGULO, R.J. Morfologia e gênese das dunas frontais do litoral do Estado do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, 23, 1993, p. 68-80.
- ARZ, H.W.; PÄTZOLD, J. & WEFER, G. Climate changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. **K**, 1999, p.209-218.
- ASSUNÇÃO, M.; FERREIRA, J.M.; CARVALHO, J.M.; BLUM, M.L.; MENEZES, E.A.; Fontenele, D. & AYRES, A. Seismic activity in Palhano/CE, October 1988, Preliminary results. **Rev. Bras. Geofís.**, 7,

1989, p. 11-17.

AUBREY, D.G.; EMERY, K.O. & UCHUPE, E. Changing coastal levels on South America and the Caribe región from tide gauge records. **Tectonophysics**, 154, 1988, p.269-284.

BEHLING, H. & LICHTEN, M. Evidence of dry and cold climate conditions at Glacial Time in Tropical Southeastern Brasil. **Quaternary Research**, 48, 1997, p.348-358.

BIGARELLA, J.J. Reef sandstone from northeastern Brazil. **Anais Acad. Bras. Ciên.**, 47 supl., 1975, p.365-393.

BIGARELLA, J.J. The Barreiras Group in northeastern Brasil. **An. Acad. Bras. Ciên.**, 47 (supl.), 1975, p.365-393.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método carbono 14. **Paleoclimas**, São Paulo, 1971, vol. 1, 22p.

BIGARELLA, J.J.; Becker, R.D. & Santos, G.F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. EDITORA da UFSC, Florianópolis, 1994, vol. 1, 425p. il.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. & FERREIRA, Y.A. O Quaternário costeiro do Estado de Sergipe. In: Cong. Bras. de Geol. 32, **Resumos e Breves Comunicações. Boletim nº 2**, Salvador, SBG, 1982..

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. & FERREIRA, Y.A. Mapa do Quaternário costeiro. In: **Mapa geológico do Estado de Sergipe**. Brasília DNPM, (1983): Escala 1:250.000.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S. & FLEXOR, G.M. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). Simpósio Internacional sobre a Evolução Costeira no Quaternário, São Paulo (SP). **Atas**, 1979, p. 232-253.

BROECKER, W. S. Was the Medieval warm period global? **Science**, 291, 2001, p.1497-1499.

BROECKER, W.S. & DENTON, G.H. ¿Que mecanismo gobierna los ciclos glaciares? **Libros de Investigación y Ciencia – Scientific American**, 1991, p.18-27.

BRUNN, P. Sea level rise as a cause of shore erosion. **Amer. Soc. Civil Engineer Proc. Jur. Waterways and Harbors**. Div. 88, 1962, p.177-130.

BURJACHS, F.; Perez-Odiol, R.; Roure, J. M. & Julià, J. Dinâmica de la vegetación durante el Holoceno en la Isla de Mallorca. Trabajos de Palinología Básica y Aplicada. *X Simposio de Palinología (A.P.C.E.)*, Universidad de Valencia, Valencia, (1994) 199-210.

CLAPPERTON, C. M. (1993): Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 101, 1993, p.189-208.

COLINVAUX, P.A.; Oliveira, P.E.; Moreno, J.E., Miller, M.C., Bush, M.B. A long pollen record from Lowland Amazonia: forest and cooling in Glacial Time. **Science**, 274, 1996, p.85-88.

COVEY, C. Orbita terrestre y periodos glaciares. **Libros de Investigación y Ciencia – Scientific American**, 1984, p.18-27.

CROWLEY, T. J. & North, G. **Paleoclimatology**. Oxford monographs on geology and geophysics, 1982. 18, 1991, 339p.

DAWSON, A.G. **Ice age Earth – late Quaternary geology and climate**. London: 1992, 293p.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L. Papel da deriva litorânea dos sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos Rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Rev. Bras. Geol.**, 1983, p. 98-105.

DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais (*proxies*). **Rev. Bras. Geoc.**, 24, p.(1994, p.3-12.

DUFF, D. **Principles of Physical geology**. Chapman & Hall, Fourth edition, 1995, 791p.

EHLERS, J. **Quaternary and glacial geology**. John Wiley & Sons Ltd. New York: 1996, 578p.

Emery, K. O. y Uchupi, E. **The geology of the Atlantic ocean**. Springer-verlag. New York: 1984, 925p.

FAIRBRIDGE, R.W. Eustatic changes of sea level. **Physics and Chemistry of the Earth**. 4: 99-185, 1961.

- FAIRBRIDGE, R.W. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson and I. Cato (Editores) **Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries**, Wiley. New York: 1980, 35p.
- GARY, M.; MCAFEE, R. & WOLF, C.L. **Glossary of geology**. American Geological Institute. Washington: 1972, 560p.
- GOODESS, C.M.; PALUTIKOF, J.P. & DAVIS, T.D. **The nature and causes of climate change – assessing the long term future**, 1992.
- GOUDIE, A. **Environmental change**. Clarendon Press. Oxford: 1977.
- GRIBBIN, J. **El clima futuro**. 1º Ed., Salvat, España. Barcelona: 1994, 241p.
- HEINE, K. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. **Quaternary International**, 72, 2000, p.7-21.
- HENDRY, M.-1993- Sea-Level movements and shoreline changes. Ed. by MAUL, G.A., **Climate Change in the sea Intra-Americans Sea**, 388p.
- HOPLEY, D. Corals and reefs as indicators of paleo-sea level – with special reference to the Great Barrier Reef. In: **Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data**. Ed. by Orson van de Palassche, 1986a, p.195-228.
- HOPLEY, D. Beachrocks as a sea-level indicator. In: **Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data**. Ed. by Orson van de Palassche, 1986b, p.157-174.
- JELGERSMA, S. Sea-level changes during the last 10.000 years. Ed by J. A. Steers, **Introduction to coastline development**, 1971, p.25-48.
- KIDSON, C. Sea-level changes in the Holocene. Ed. by Orson van de Palassche, **Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data**, 1986, p.27-64.
- KING, C.A.M. –1963 – Some problems concerning marine planation and formation of erosion surface. **Trans. Pap. Inst. Brit.Geogr.**, 1963, p.29-43
- KOMAR, P.D. **Beach processes and sedimentation**. Prentice-Hall., Englewood Cliff. New Jersey: 1976, 417p.
- LAMB, H.H. The changing climate. **Selected Papers**, by H.H.Lamb. London: 1966, 236p.
- LAMB, H.H.; GASSE, F.; Benkaddour, A.; EL Hamout, N.; van der Kaars, S.; Perkins, W.T.; Pearce, N.J. & Roberts, C.N. Relation between century-scale holocene arid intervals in tropical and temperate zones. **Nature**, vol. 373, 1995, p.134-137.
- LANCASTER, N. **Geomorphology of desert dunes**. London: 1996, 290p.
- LATRUBESSE, E.M., Rancy, A. The Late Quaternary of the Upper Juruá River, Southwestern Amazonia, Brazil.: geology and vertebrate palaeontology. **Quaternary of South American and Antarctic Peninsula**, 11, 1998, p.27-46.
- LESSA, G.C. & ANGULO, R.J. Oscillations or not oscillations, that is the question - Reply. **Marine Geology**, 150, 1998, p.189-196.
- LOWED, J.J. & WALKER, M.J.C. **Reconstructing quaternary environments**. New York: 1984, 389p.
- MABESOONE, J.M. Controle global de sedimentação: integração de dados. **Estudos Geológicos: Série B - Estudos e Pesquisas**, vol. 9, 1988, p.61-77.
- MAIA, L.P. **Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza NE-Brasil – implicaciones para una gestión costera ordenada**. Tesis de doctorado, Universidad de Barcelona, 1998, 268p.
- MALEY, J. Middle to Late Holocene changes in tropical Africa and other continents: paleomonsoon and sea surface temperature variations. In: **Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse**, Ed. by H. Nüzhet Dalfes, George Kukla & Harvey Weiss. Nato Series, Springer 1997, p.611-640.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & GUIMARAES, M.M.M. Curbe de niveau relatif de la mer ou cours des 7.000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). In: **International Symposium on coastal evolution in the quaternary**, 1, São Paulo, 1978. Proceedings., São Paulo, IGCP, Project, 61, 1979, p.264-274.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (state of São Paulo) and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). In: **International Symposium on Coastal Evolution**

in the Quaternary. São Paulo, 1978. **Special Publication**, 2. São Paulo, Instituto de Geociências SBG - p 1-97.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. Principais ocorrências de corais pleistocênicos da costa brasileira. Datação do máximo da última transgressão. **Ciência da terra**, 1, 1982a, p.16-17.

MARTIN, L.; MÖNER, N.A.; FLEXOR, L.M. & SUGUIO, K. Reconstituição de antigos níveis marinhos do Quaternário. **Publicação especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG)**, São Paulo, 1982b, 154p.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: example from the coast of Brazil. In: **Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data**. Ed. by Orson van de Palassche; 18, 1986, p.503-523.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Bol. IG - USP, PUBL. ESP**; N° 15, maio de 1993, 1-186p.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. & FLEXOR, J.M. **Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia, Salvador**. Secretaria das Minas e Energia, CPM, 1980, Escala de 1:250.000.

MARTINS, L.R. & COUTINHO, P.N. The brazilian continental margin. *Earth - Science Reviews*, 17, 1981, p.87-107.

MAUL, C.A.-1993- Implications of future climate on the ecosystems and socio-economic structure in the marine and coastal regions of the Intra-Americans Sea. Ed. by MAUL, G.A., **Climate Change in the sea Intra-Americans Sea**, 388p.

MEIRELES, A.J.A. & MORAIS, J.O. Land use and establishment in stretches of cliffs in the east littoral of Ceará State, Northeastern Brazil. XIV International Sedimentological Congress, IAS 94, Recife/PE. *Abstracts...* J 30-31, 1994a.

MEIRELES, A.J.A. & GURGEL JR., J.B. Dinâmica costeira em áreas com dunas móveis associadas a promontórios, ao longo do litoral cearense. 38º Cong. Bras. Geol., Balneário de Camboriú/SC. **Anais do ...** V1, 1994, p. 403.

MEIRELES, A.J.A. & MAIA, L.P. Indicadores morfológicos de los cambios del nivel del mar en la llanura costera de Ceará – noreste de Brasil. In A. Gomes Ortiz y F. Salvador Franch (editores): **Investigaciones recientes en Geomorfología española**. Barcelona, 1998, p.325-332.

MEIRELES, A.J.A. **Mapeamento geológico/geomorfológico da planície costeira de Icapuí, extremo leste do Estado do Ceará**. Diss. Mestrado, Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE. Recife, 1991, 178p. il.

MEIRELES, A.J.A.; MORAIS, J.O. & FREIRE, G.S.S. Os terraços holocênicos da planície costeira de Icapuí - Extremo leste do Estado do Ceará. XXXVI Cong. Bras. Geol., Natal/RN. **Anais...** V 2, 1990, p.709-718.

MEIRELES, A.J.A.; SERRA, J. & SABADIA, J.A.B Sea level changes in Jericoacoara- Ceará coastal plain. **The Mediterranean, Newsletter**, 22, 2000, p.87-88.

MORAIS, J.O. & MEIRELES, A.J.A. Riscos geológicos associados a dinâmica costeira na Praia de Caponga, município de Cascavel, Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, 1992, p.139-144.

MÖRNER, N.-A Sea level changes along the west European coast. *The Mediterranean, News Letter*, 22, 2001, p. 89-90.

MÖRNER, N.A. Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In: Mörner, N.A. (ed.) **Earth rheology, isostasy and eustasy**. Inglaterra: John Wiley & Sons, 1980, p. 535-553.

MÖRNER, N.A. Eustasy and geoid changes. **Journal of Geology**, 84, 1976, p.123-151.

MÖRNER, N.-A. Sea level changes along the west european coasts. **3ª Simp. Sobre la Margen Iberico Atlántica**, vol. 1, 2000, p.411-412.

OESCHGER, H. Perspectives on Global Change Science: isotopes in the Earth system, past and present. **Quaternary Science Reviews**, 19, 2000, p.37-44

PALMER, A.J.M. & ABBOTT, W.H. Diatoms as an indicators of sea-level change. In: O. Van de plassche (ed.) **Sea-Level Researches: a manual for the Collection and Evolution of date**. Geo Books, Norwich,

1986, p.457-487.

PIRAZZOLI, P.A. **Wold atlas of Holocene sea-level change**. Elsev. Oceanog. Series 58, 1991, 300p.

READING, H.G., **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**. Blackwell, 1996, 688p.

ROBERTS, N. **The Holocene – an environmental history**. Basil Blackwell Ltd., 1ª ed., 1989, 277p.

ROY, P.S.; COWELL, P.J., FERLAND, M.A. & THOM, B.G. *Wavedomintaed coasts*. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.) **Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge Univ. Press, 1995, p.121-186.

SAAD, A & TORQUATO, J.R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, 5, 1992, p.5-38.

SANTER, B.D.; WIGLEY, T.M.L.; BARNET, T.P. & ANYAMBA, E. Detection of climate change and attribution of causes Ed. by Houghton, J.T.; Meira Filho, L.G.; Callander, B.A.; Haris, N.; Kattenberg, A. & Maskell, K. **Climate Change, 1995 – The Science of Climate Change**, Cambridge University press, Cambridge, UK, 1996, p.411-443.

SARNTHEIN, M. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. **Nature**, v. 272, p. 43-46,

SELLEY, R.C. **Medios sedimentarios antiguos**. H.B. Eds., Rosario, madrid, 1976, 251p.

SHACKLETON, N.J. Oxigen isotope, ice and sea-level. **Quaternary Sc. Reviews**, 6, 1987, p.183-190.

SOUZA, M.J.N. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, 1, 1988, p.73-91.

STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.; CLARK, J.F.; SCHIOSSER, P.; BROECKER, W.S. & BONANI, G. Colling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximun. **Science**, 269, 1995, p.379-383.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Rev. Bras. Geoc.**, 15 (4), 1985, p.273-286.

SUNAMURA, T. *Geomorphology of rock coast*. 1ª Ed.. Japan: University of Tsukuba, 1994, 301p.

THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., LIN, P.N., HENDERSON, K.A. COLE-DAI, J. Bolzan, J.F., LIU, K.B. Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records fron Huascarán, Peru. **Science**, 269, 1995, p.46-50.

TRENHAILE, A.S. **The geomorpolgy of rock coastal**. Oxford University press, 1887, 384p.

TRICART, J. & KILIAN, J. **L'éco-géographie et l'aménagement du milieu naturel**. Paris: Librairie François maspero, 1979, 319p.

URIEN, C.M. Modelos deposicionais na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul (Brasil) Uruguai e Buenos Aires (Argentina). **Notas Técnicas.CECO**, UFRGS, Porto Alegre 2, 1980, p.13-25.

VAN ANDEL, T.H. & LABOREL, J. Recente high sea-level stand near Recife, Brazil. **Science**, 145, 1964, p.580-581.

WALKER, H.J. Artificial strutures and shorelines. **The GeoJournal Library**, 10, 1984, 708p.

WARRICK, R.A.; PROVOST, C.L.; MEIER, M.F.; OERLEMANS, J. & WOODWORTH, P.L. Changes in sea level. Ed. by Houghton, J.T.; Meira Filho, L.G.; Callander, B.A.; Haris, N.; Kattenberg, A. & Maskell, K. **The Science of Climate Change**. Cambridge: Cambridge University press, UK, 1996, p.359-406.

YAKZAN, A.M. & HASSAN, K. Palinology of late quaternary coastal sediments, Perak, Malasia. **Journal of Soil Science – Hydrology – Geomophology**. Special Issue - Morphodinamics and Sedimentation in the Fluvial – Coastal Environment, 30 (4), 1997, p.391-406.

ZAGWIJN, G. The Pliocene/Pleistocene boundary in western and southern Europe. **Boreas**, 3, 1974, 75-97.

Trabalho enviado em fevereiro de 2006

Trabalho aceito em agosto de 2006